

**Kohlenstoff-Isotopie miozäner Calcretes in
Kappadokien (Türkei)**

Dissertation

zur Erlangung des akademischen Grades doctor rerum naturalium
(Dr. rer. nat.)

vorgelegt dem Rat der Chemisch-Geowissenschaftlichen Fakultät der
Friedrich-Schiller-Universität Jena

von Dipl.-Min. Petra Lepetit

geboren am 30.10.1972 in Leipzig

Gutachter:

1. Prof. Dr. Lothar Viereck-Götte, Jena
2. Prof. Dr. Reinhard Gaupp, Jena

Tag der öffentlichen Verteidigung: 23.06.2010

Kurzfassung

Im Mittelpunkt der vorliegenden Arbeit stehen miozäne Paläoboden-Sequenzen der Zentralanatolischen Vulkanprovinz in Kappadokien. Die Paläoboden-Sequenzen sollten genutzt werden, um paläoklimatische und paläoökologische Aussagen abzuleiten.

Zur zeitlichen Einordnung der paläoklimatischen und paläoökologischen Untersuchungen dienten die gut korrelierbaren Ignimbrite und Bimsfallablagerungen der Zentralanatolischen Vulkanprovinz. Die als gesichert vorausgesetzte Vulkanostratigraphie wies Widersprüche auf, die im Rahmen dieser Arbeit geklärt werden konnten. Daraus resultierende Ar-Ar-Datierungen ergaben für das untersuchte Intervall ca. 1-2 Mio. a höhere Alter als die bislang bekannten K-Ar-Alter.

Um paläoklimatisch bedingte pedogenetische Prozesse dokumentieren zu können, wurden die Ausgangsgesteine und die Paläoböden geochemisch charakterisiert. Die geochemische Charakterisierung der Paläoböden zeigte unter Verwendung der geochemischen Indikatoren nach RETALLACK und tonmineralogischen Untersuchungen keine signifikanten Variationen, um Änderungen der klimatischen Vergangenheit Kappadokiens belegen zu können.

Die in den Paläoboden-Sequenzen enthaltenen Calcretes sind geeigneter, um Ableitungen zu paläoklimatischen und paläoökologischen Aussagen zu treffen. Die Präsenz der Calcretes stellt eine aridere Phase innerhalb des Obermiozäns in Kappadokien dar. Die intensivste Calcretebildung, die zwischen 6,2 und 5,5 Mio. a auftritt, korreliert mit der Messinischen Salinitätskrise.

Um aus den Calcretes vegetationsrelevante Aussagen ableiten zu können, musste die Genese der Calcretes geklärt werden. Es wurden makromorphologische, mineralchemische und petrographische Kriterien genutzt, um deren pedogene Bildung nachzuweisen.

Aus der Kohlenstoff-Isotopie der pedogenen Calcretes sollte die Art der Vegetation für das untersuchte Intervall abgeleitet werden. Die Variation von $-5,8$ bis $+4,9$ ‰ weist im gesamten Intervall (8,6 - < 5,5 Mio. a) auf eine anteilige Präsenz der C₄-Gräser hin. Die positivsten $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse wurden < 5,5 Mio. a bestimmt, was auf eine Dominanz der C₄-Gräser ab 5,5 Mio. a hinweist.

Die Präsenz chloridoider Gras-Phytolithe (C₄-Gräser) in den lakustrinen Sedimenten bestätigt zusätzlich die Verbreitung der C₄-Gräser bereits seit ca. 9 Mio. a. In den Seesedimenten wurde deren Dominanz ab ca. 5,5 Mio. a belegt. Dies korreliert mit den positivsten $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnissen der pedogenen Calcretes.

Es ist also möglich aus der Kohlenstoff-Isotopie der pedogenen Calcretes die Verbreitung der C₄-Gräser vor 9 Mio. a und deren Dominanz ab ca. 5,5 Mio. a für Kappadokien abzuleiten.

Abstract

This study focuses on miocene paleosol sequences of the Central Anatolia Volcanic province (Cappadocia/ Turkey). The aim was to obtain paleoclimatic and paleoecological information from these paleosol sequences.

The examined paleosol sequences of the Ürgüp formation in the Central Anatolia Volcanic province expose ignimbrites and plinian air-fall pumice layers that serve as marker horizons, and additionally, provide the necessary temporal frame. The inconsistencies of the supposed reliable volcanostratigraphy could be resolved within this study. Newly found Ar-Ar ages resulted 1-2 Ma older than known K-Ar ages in relation to the investigated interval.

To study paleoclimatic based pedogenic processes, parent material and paleosols were geochemically characterised. The geochemical characterisation and the clay mineralogy of the paleosols did not show significant variations and hence, it does not support climatic changes in the past of Cappadocia.

Compared with the paleosols, the calcretes exposed in the paleosol sequences are more suitable for paleoclimatic and paleoecological interpretations. The calcretes found represent a more arid phase within the Upper Miocene in Cappadocia. The most intense calcrete horizons developed between 6.2 and 5.5 Ma and correlate with the Messinian Salinity crisis.

The precipitation estimated on the basis of the calcretes' depth does not allow more precise paleoclimatic conclusions.

The calcretes' genesis had to be studied in order to derive paleoecological interpretations. Thus, macromorphological, mineralogical, and petrographical criteria were used to verify their pedogenic origin.

Carbon isotopes of the pedogenic calcretes were used to get information on the kind of vegetation in the investigated time interval. The $\delta^{13}\text{C}$ ratios of the calcretes vary from -5.8 to $+4.9$ Ma and indicate a partial presence of C4 grasses within the entire interval (8.6 - < 5.5 Ma). The most positive $\delta^{13}\text{C}$ ratios were determined less than 5.5 Ma ago, indicating a dominating C4 vegetation at that time.

The chloridoid grass-phytolithes originating from C4 grasses that were found in the lacustrine sediments additionally confirm that C4 grasses have been present in Cappadocia since about 9 Ma. C4 grasses' dominance has been verified in the lacustrine sediments starting approximately 5.5 Ma ago which is consistent with their dominance shown as a result of studying the calcretes.

Therefore, the carbon isotopes of the pedogenic calcretes allow to deduce the distribution of C4 grasses 9 Ma ago and their dominance starting approximately 5.5 Ma ago in Cappadocia.

Inhalt
Kurzfassung
Abstrakt

1	Einleitung.....	1
1.1	Ziel der Arbeit	3
1.2	Regionalgeologischer Überblick	3
1.3	Terminologien	7
1.3.1	Paläoböden	7
1.3.2	Verwendete Nomenklatur	8
1.3.3	Calcretes	8
1.3.4	Klassifikation pedogener Calcretes anhand ihrer Morphologie	9
1.3.5	Calcretes und ihre paläoökologischen Aussagen	12
2	Methodik.....	14
2.1	Probenahme	14
2.2	Probenbehandlung	14
2.3	Röntgenfluoreszenzanalyse	15
2.4	Röntgendiffraktometrie	15
2.5	Bestimmung des Kohlenstoffgehalts.....	17
2.6	Petrographie	17
2.7	Kathodenlumineszenz	18
2.8	Mikrosondenanalyse.....	18
2.9	Stabile Isotopenanalyse	19
2.10	Ar/Ar-Altersdatierung	20
2.11	Bestimmung des Diatomeen- und Phytolithgehaltes	22
3	Ergebnisse.....	23
3.1	Stratigraphie	23
3.1.1	Geländearbeit zur Vulkanostratigraphie.....	23
3.1.2	Ar/Ar-Altersdatierung zur Vulkanostratigraphie	29
3.1.3	Interpretation zur Altersdatierung	33
3.2	Lithologie	37
3.2.1	Lakustrine Sedimente	38
3.2.2	Fluviatile Sedimente.....	39
3.2.3	Lahare.....	40
3.2.4	Paläoböden	40
3.2.5	Calcretes	43
3.3	Geochemie.....	52
3.3.1	Geochemie der vulkaniklastischen Ablagerungen und Laven	52
3.3.2	Geochemie Charakterisierung der epiklastischen Sedimente	53
3.3.3	Diskussion Lithoklasteintrag.....	54
3.3.4	Geochemie der Paläoböden.....	56
3.3.5	Geochemie der Calcretes.....	57
3.4	Petrographie	60
3.4.1	Petrographie der Vulkaniklastika	60
3.4.2	Diatomeen und Phytolithe	60
3.4.3	Petrographie der Paläoböden.....	62
3.4.4	Petrographie der Calcretes	63
3.5	Kathodenlumineszenz	69
3.6	Mineralchemie.....	70
3.7	Tonmineralogie	75
3.8	Stabile Isotope	82
3.8.1	Laterale und vertikale Variationen in der Isotopie	82
3.8.2	Singuläre <i>Nodule</i>	83

3.8.3	Profil 1 Karşı Tepe	84
3.8.4	Profil 2 W-Hang Orta Tepe	85
3.8.5	Profil 3 Hayratsköşe Dere	86
3.8.6	Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopie der Calcretes	88
3.8.7	Isotopie der lakustrinen Karbonate und Diatomite	90
4	Diskussion	91
4.1	Verwitterung, Boden- und Calcretebildung	91
4.1.1	Verwitterung der Vulkaniklastika, Lahare und Paläoböden	91
4.1.2	Geochemische Indikatoren der Pedogenese	91
4.1.3	Morphologie und Mineralogie der Calcretes	97
4.1.4	Mikrogefüge und Mineralchemie zur Unterscheidung der Calcretebildung....	99
4.2	Klimarelevante Aspekte	101
4.2.1	Temperatur	101
4.2.2	Niederschlag	101
4.3	Vegetationsrelevante Aspekte	107
4.3.1	Test der Isotopendaten auf Abhängigkeiten	107
4.3.2	C3-C4-Vegetationswechsel	108
5	Schlussfolgerungen.....	111
6	Zusammenfassung	112
	Literatur.....	114
	Anhang	I
	Danksagung	
	Lebenslauf	
	Selbständigkeitserklärung	

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1:	Schematische geotektonische Übersichtskarte der Türkei mit der Ostanatolischen, Zentralanatolischen, Westanatolischen und Galatia Vulkanprovinz, modifiziert nach KETIN (1983), KOÇYİĞİT (1991) und REILINGER et al. (1997)	5
Abb. 2:	Schematisierte Karte des Arbeitsgebietes mit Hauptstörungssystemen, Rechteck markiert das ca. 60 x 40 km große Areal, modifiziert nach VIERECK-GOETTE et al. (2010).....	6
Abb. 3	Vergleich der Vulkanostratigraphie nach TOPRAK et al. (1994) und VIERECK-GOETTE et al. (2010), * unveröffentlichte Ar-Ar-Altersdatierungen, K-Ar-Datierungen nach Toprak et al. 1994, Cemilköy bis Incesu Member entsprechen Intervall 3.....	27
Abb. 4:	Obere und Untere Bimsfallablagerung des Güzel Dere Member (benannt in VIERECK-GOETTE et al. 2010) an der S-Seite des Orta Tepe bei Şahinefendi, im Zentrum des Bildes mit erodierter Oberer Bimsfalllage, roter Kreis um Hammer.....	28
Abb. 5	Abfolge von verbraunten und strukturierten Oberbodenhorizonten im Intervall 3a, im Liegenden und Hangenden des Güzel Dere Members, Lokalität 22 (Anhang Tafel 1)...	42
Abb. 6	A) Singuläre <i>Nodules</i> im Hangenden des Gördeles Members, B) <i>Nodule</i> (Probe 3-132) in ihrer Originallagerung	45
Abb. 7	Profil über mindestens fünf Lahare mit verbraunten Tophorizonten und mit drei Calcretehorizonten am Karşı Tepe, inklusive Probenposition und Farbe nach COLOR COMMUNICATION (1997).....	47
Abb. 8	Profil über Laharsequenz mit pedogener Überprägung und Karbonathorizonten am W-Hang des Orta Tepes, inklusive Probenposition und Farben nach COLOR COMMUNICATION (1997).....	48
Abb. 9	Profil über 3,4 m mächtigen Calcretehorizont im Tal des Hayratsköşe Deres, inklusive Probenposition und Farben nach COLOR COMMUNICATION (1997).....	50
Abb. 10	Darstellung der vulkaniklastischen Einheiten aus dem Intervall 3a bis 3c, der Laven und eines Serpentinits (eigene Labordaten) als Beispiel für die Grundgebirgskomponente im a) A-C-M und b) A-CN-K Diagramm in mol.-%	53
Abb. 11	Darstellung der Lahare und Paläoböden im Vergleich mit den vulkaniklastischen Einheiten (hellgrau), Laven (dunkelgrau) und Serpentin (eigene Labordaten) als Beispiel für das Grundgebirge im CAM-Diagramm in mol.-%. Lahare (L) und Paläoböden (P) aus einem zeitlichen Intervall wurden mit einer Symbolfarbe zusammengefasst	55
Abb. 12	Variation der Paläoböden von unterschiedlichen Lokalitäten und der Lahare (grau) im MgO-CaO-Diagramm (Gew.-%), im Profil 2 wurden Lahar- und Paläobodenproben zusammengefasst	57
Abb. 13	A-C-M-Diagramm der pedogenen Karbonate aus verschiedenen Zeitintervallen in Farben zusammengefasst, zum Vergleich die Ausgangssubstrate Lahare und Böden zusammen gefasst (rote Quadrate) und die vulkaniklastischen Einheiten (hellgrau), Laven (dunkelgrau) und der Serpentin (grau) in mol.-%, rote Linien begrenzen den Bereich der pedogenisierten Karbonate, blau-lakustrine Karbonate	58
Abb. 14	Chemische Zusammensetzung in Mol.-% von Sparit und Mikrosparit der Probe 3-13, Messpunkte ohne Darstellung der Daten mit zu geringen Summen, gekreuzte Polarisatoren, links BSE Bild, FeCO_3 , SrCO_3 und MnCO_3 unter der NWG	71
Abb. 15	Chemische Variation der Zusammensetzung aller pedogenen Calcizemente, horizontaler Strich entspricht der Nachweisgrenze	74
Abb. 16	Chemische Zusammensetzung von Sparit in granularem Gefüge der Probe 3-20, Messpunkte 1, 3, 6 und 7 ohne Darstellung der Daten, da zu geringe Summen	74
Abb. 17	Diffraktogramme der fünf luftgetrockneten, glykolisierten und getemperten Proben aus dem Profil 1 am Karşı Tepe über die Höhe (Top zur Basis, Abb. 7) mit den Reflexen von Smektit, (t) – Smektit nach Temperung, Kaolinit (Ka), Illit, Albit (Ab), Quarz (Qz) und Hämatit (Hm). Die Reflexe des Keramikträgers (Korund (Kor)) wurden zur Korrektur benutzt.	77

Abb. 18	Acht Diffraktogramme der luftgetrockneten, glykolisierten und getemperten Proben aus dem Detailprofil 2 am W-Hang des Orta Tepes über die Höhe (Abb. 8, Top zur Basis) mit den Reflexen von Smektit, Illit/Smektit WL - Wechsellagerungsmineral, Kaolinit (Ka), Anorthit (An), Quarz (Qz), Hämatit (Hm), Clinochrysotile (Cl) und des Keramikträgers (Korund (Kor)).....	79
Abb. 19	Fünf Diffraktogramme der luftgetrockneten, glykolisierten und getemperten Proben aus dem Detailprofil 3 im Tal des Hayratsköşe Dere über die Höhe (Abb. 9, Top zur Basis) mit den Reflexen von Smektit, Illit, Kaolinit (Ka), Albit (Ab), Quarz (Qz), Opal (Op), Hämatit (Hm) und den Reflexen des Keramikträgers (Korund (Kor)), die zur Peakkorrektur verwendet wurden.	81
Abb. 20	Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopenverhältnisse der beigefarbenen Matrix (MP1), grauen Matrix (MP2), der weißen Karbonatadern (MP3-5), der homogenisierten Gesamtprobe (MP6) und Mittel (MP 8) und Median (MP9), Standardabweichung $\delta^{13}\text{C} \pm 0,1 \text{ ‰}$ und für $\delta^{18}\text{O} \pm 0,13 \text{ ‰}$ (Anhang Tafel 15)	82
Abb. 21	Kohlenstoffisotopenverhältnisse und Sauerstoffisotopenverhältnisse der singulären Nodule (3-132) über die Vertikale (A) und Horizontale (B) (Anhang Tafel 16)	84
Abb. 22	Verlauf der Kohlenstoff-Isotopie (A) und Sauerstoff-Isotopie (B) der drei Calcretehorizonte im Profil 1 am Karşı Tepe (Abb. 7), für Probe 3-133 wurde der Mittelwert aus 5 Messungen angegeben.....	85
Abb. 23	Verlauf der Kohlenstoff-Isotopie (A) und Sauerstoff-Isotopie (B) der drei Calcretehorizonte im Profil 2 am W-Hang des Orta Tepes (Abb. 8).....	86
Abb. 24	Verlauf der Kohlenstoff-Isotopie (A) und Sauerstoff-Isotopie (B) des 3,4 m mächtigen Calcretehorizonts im Profil 3 im Tal des Hayratsköşe Dere (Abb. 9)	87
Abb. 25	$\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ -Diagramm der Calcretes und lakustrinen Sedimente	89
Abb. 26	Kohlenstoff-Isotopenverhältnisse der pedogenen Karbonate über das Zeitintervall 9,0 bis 5 Mio. a in Kappadokien	90
Abb. 27	Darstellung der Lahare und Paläoböden (orange Rauten) im Vergleich mit den vulkaniklastischen Einheiten (hellgrau) und Laven (dunkelgrau) im A-CN-K-Diagramm in mol.-%. Plag-Plagioklas, Sm-Smektit, Kao-Kaolinit, Il-Illit, CIA-Chemical Index of Alteration.....	91
Abb. 28	Ausgewählte molekulare Verwitterungsverhältnisse des Profils 1 am Karşı Tepe (Abb. 7), gestrichelte vertikale Linien repräsentieren den Normwert des jeweiligen Indikators, rot – Bodenproben, blau – Karbonatproben, CIA der Karbonate für CaO korrigiert	93
Abb. 29	Ausgewählte molekulare Verwitterungsverhältnisse des Profils 2 am W-Hang des Orta Tepes bei Şahinefendi (Abb. 8), gestrichelte Linien repräsentieren Normwerte des jeweiligen Indikators, rot – Bodenproben, blau – Karbonatproben, CIA der Karbonate für CaO korrigiert	94
Abb. 30	Ausgewählte molekulare Verwitterungsverhältnisse des Profils 3 im Tal des Hayratsköşe Dere bei Cemilköy (Abb. 9), gestrichelte vertikale Linien repräsentieren Normwerte der jeweiligen Indikatoren	95
Abb. 31	Tiefenlage von Calcretehorizonten aus Böden unterschiedlichen Jahresdurchschnittsniederschlags, aus RETALLACK (2001).....	102
Abb. 32	Kalkulierte Jahresdurchschnittsniederschlagsmenge der Karbonatkonkretionen (rote Rauten und Dreiecke) und der Calcretebänke, blaue Quadrate - Präsenz der Calcretes, hellblaue Dreiecke – Lakustrine Sedimente, Obere und Untere Evaporite nach HILGEN et al. (2007) und FAUQUETTE et al. (2006).....	104
Abb. 33	Kohlenstoff-Isotopie der Calcretes aus Kappadokien über das stratigraphische Intervall 2 bis 3d, zum Vergleich die Spektren der Kohlenstoff-Isotopie mit der Verschiebung zu positiveren $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnissen, die den Vegetationswechsel in Pakistan, China und N-Amerika anzeigen (QUADE & CERLING 1995, DING & YANG 2000).....	109

Tabellenverzeichnis

Tab. 1	Reifestadien der Karbonatakkumulation anhand der Morphologie (nach MACHETTE 1985, GOUDIE 1983, WRIGHT & TUCKER 1991) in kiesigen und sandigen Böden .	10
Tab. 2	Messbedingungen der Tonmineralpräparate	16
Tab. 3	Messbedingungen der Karbonatzemente	19
Tab. 4	Standardabweichung der Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopendaten vom MPI Jena, GFZ Potsdam und AWI Bremerhaven	20
Tab. 5	Vergleich petrographischer und geochemischer Daten der Member Sofular, Sarimaden Tepe und Gördeles (modifiziert aus VIERECK-GOETTE et al. 2010)	25
Tab. 6	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar-Datierungen ausgewählter Einheiten der kappadokischen Tephraerie...	32
Tab. 7	Übersicht über existierende K/Ar-Alter und ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar-Alter der kappadokischen Tephraerie in Mio. a	36
Tab. 8	Bodenbildung auf Vulkaniklastika und Epiklastika auf dem Nevşehir Plateau im Zeitintervall 2 und 3 (9,9-2,8 Mio. a), x - Bodenbildung, - - Bodenbildung nicht enthalten	37
Tab. 9	Lakustrine (Typ 1-4) und fluviatile Sedimente auf dem Nevşehir Plateau im Zeitintervall 2 und 3 , x- Vorkommen, - - kein Vorkommen	39
Tab. 10	Kennzeichen für Bodenbildung auf dem Nevşehir Plateau im Zeitintervall 2 und 3, x – vorhanden, (x) – schwach ausgebildet	40
Tab. 11	Vorkommen der pedogenen Karbonate in der Stratigraphie und in verschiedenen Ausgangsmaterialien, mit Reifestadien I-IV nach MACHETTE (1985) und NETTERBERG (1980)	44
Tab. 12	Vergleich der Haupt- und Spurenelementgehalte der ignimbritischen Member: Kizilkaya, Gördeles, Tahar und Cemilköy und des Güzel Dere Members aus dem untersuchten Zeitintervall, der Laven, Lahare und Paläoböden in Gew.-%	56
Tab. 13	Vergleich ausgewählte Hauptelemente der pedogenen Karbonate des Nevşehir Plateaus mit 300 weltweit untersuchten pedogenen Karbonaten (Goudie 1972) und 345 marinen Kalksteinen (BIRKELAND 1999)	58
Tab. 14	Gehalte an Diatomeenschalen, Phytolithen und Archaemonadaceen pro Gramm Sediment für die vier klassifizierten Diatomite.....	61
Tab. 15	Chemische Zusammensetzungen des Sparits, Sparits in WR, der Mikrokristalle und des Mikrit in Mol.-% , Elementoxide in Gew.-% (Einzelanalysen im Anhang Tab. A10).....	72
Tab. 16	Identifizierte Tonminerale ausgewählter Paläoböden aus der Ürgüp Formation, (überarbeitete Daten aus PRESCHER (2009)), x- vorhanden, (x)-geringer Gehalt, ((x))-sehr geringer Gehalt, -- nicht vorhanden, kA-keine Aussage möglich	75
Tab. 17	Vergleich der geochemischen Indikatoren nach RETALLACK (2001) für Paläoböden und Lahare.....	92
Tab. 18	Variation der Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopie der Mikrogefüge 1 bis 4 (s.Kap. 3.4.4).....	108

Abkürzungsverzeichnis

MSC – Messinische Salinitätskrise

FSU Jena – Friedrich-Schiller-Universität Jena

MPI – Max-Planck-Institut für Biogeochemie Jena

GFZ – GeoForschungsZentrum Potsdam

AWI – Alfred-Wegener-Institut Bremerhaven

GDM – Güzel Dere Member

M. – Member

NWG – Nachweisgrenze

1 Einleitung

Paläoböden repräsentieren wichtige Archive zur Rekonstruktion der klimatischen Vergangenheit, der Vegetation, der Verwitterung und alter Landoberflächen. Paläoboden-Sequenzen der zentralanatolischen Vulkanprovinz (ZAVP, Kappadokien, Türkei) stehen im Mittelpunkt dieser Arbeit. Die Paläoböden sind den plateaubildenden rhyolithischen und dazitischen Ignimbriten (Ablagerungen pyroklastischer Ströme, die verschweißt oder unverschweißt sind) und Bimsfallablagerungen zwischengeschaltet. Die Ignimbrite und Fallablagerungen stellen Minuten- bis Tageszeiträume dar, die Paläoböden repräsentieren jeweils einige 100 bis 10.000 Jahre.

Jeder einzelne Ignimbrit hat eine Verbreitung von ca. 1.000 km² und dient damit als eindeutiger Leithorizont, um die Paläoböden und die fluviatilen und limnischen Sedimentablagerungen zu korrelieren. Das stratigraphische Intervall umfasst das späte Miozän. Die meisten Paläoböden treten im Intervall zwischen 9,0 und 5,4 Mio. a (Ar-Ar-Alter) auf. Die Paläoböden konservieren die klimatische Vergangenheit Zentralanatoliens.

Zu den bedeutendsten klimatischen Ereignissen dieser Zeit z.B. bei ca. 12 – 13 Mio. a, der Aufbau eines Eisschildes im Arktischen Raum, Temperaturänderungen und Meeresspiegel- bzw.- zirkulationsschwankungen, die regional sehr unterschiedliche Auswirkungen haben konnten (GAUPP et al. 1999, KÖTT et al. 1995). Die Region des Mittelmeeres wurde am Ende des Miozäns stark von Meeresspiegelschwankungen geprägt. Es kam zu einem dramatischen Meeresspiegelabfall, in dessen Verlauf das Mittelmeer vom Atlantik abgeschnitten wurde und austrocknete (HSÜ et al. 1973, HILGEN et al. 1995, HILGEN et al. 2007, KRIJGSMAN et al. 1999, FAUQUETTE et al. 2006, CLAUZON et al. 1996). Dieses Ereignis wird als Messinische Salinitätskrise (MSC) definiert (STANLEY 2001, KRIJGSMAN et al. 1999), deren Beginn auf 5,96 Mio. a datiert wird. Durch die Isolation und anschließende Austrocknung des Mittelmeeres bildeten sich während zweier Hauptphasen, mit einer kurzen Unterbrechung zwischen 5,59 bis 5,50 Mio. a, die Unteren und Oberen Evaporite, zwei mächtige Salzlager (HILGEN et al. 2007, KRIJGSMAN et al. 1999, FAUQUETTE et al. 2006, CLAUZON et al. 1996). Das Ende der Messinischen Salinitätskrise wird mit dem Anstieg des Meeresspiegels vor 5,33 Mio. a gleichgesetzt (KRIJGSMAN et al. 1999, HILGEN et al. 2007, LOURENS et al. 1996).

Die mineralogische Zusammensetzung der Paläoböden konserviert die klimatische Vergangenheit des Obermiozäns Zentralanatoliens. Zusätzlich konservieren die Paläoböden in der C-Isotopie ihrer pedogenen Calcretes ein vegetationsgeschichtlich einmaliges Ereignis: die Entwicklung und Ausdehnung der C4-Pflanzen, insbesondere der Gräser, welche weltweit im Zeitraum zwischen 8 und 5 Mio. Jahren erfolgte (RETALLACK 2000, ZACHOS 2001). Der Wechsel von C3-dominierten Busch/Waldsteppen zu C4-dominierten Grassteppen ist in Pakistan, Nepal, China, Nordamerika und in Kenia (Turkana Becken) zwischen 8 bis 5 Mio. Jahren dokumentiert, beginnt und endet aber nicht zur gleichen Zeit (CERLING et al. 1993, CERLING 1999, QUADE & CERLING 1995, RETALLACK 1991, DING & YANG 2000). Der Übergang wird teils als graduell (Olduvai Gorge, Turkana und Baringo Becken) und teils als abrupt beschrieben (CERLING 1999). Untersuchungen am Zahnschmelz von Säugetieren belegen für Asien, Afrika, S-Amerika und N-Amerika einen sehr abrupten Vegetationswechsel vor 7 Mio. a (CERLING et al. 1993, MORGAN et al. 1994, MACFADDEN et al. 1996). Der Vegetationswechsel soll zuerst in niedrigeren Breiten und später in höheren Breiten erfolgt sein (CERLING et al. 1997a, QUADE et al. 1994). Zu den Auslösern für die weltweite Expansion der C4-Pflanzen zählen die globale Verringerung des CO₂-Partialdrucks, eine Änderung in der Temperatur und/oder Feuchtigkeit und tektonische Ereignisse (z.B. Heraushebung des Himalaya und des Tibet Plateaus, CERLING et al. 1997a, PAGANI et al. 1999, DING & YANG 2000, EHLERINGER et al. 1991). Eine Zunahme der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte in pedogenen Karbonaten von ca. -10 auf ca. 0 ‰ zeigt den Wechsel von C3-Pflanzen zu C4-Pflanzen an

(CERLING et al. 1993, CERLING 1999, DING & YANG 2000, QUADE & CERLING 1995, EHLERINGER et al. 2000, SUITS et al. 2005, KRULL et al. 2005). Für den mediterranen Raum wurde von QUADE et al. (1994) die Möglichkeit des Nachweises für den C3/C4-Vegetationswechsel ausgeschlossen.

Die Besonderheit der kappadokischen Paläoböden besteht in dem Vorkommen pedogener Karbonate in zahlreichen Horizonten, womit es möglich ist $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Bestimmungen innerhalb des v. g. Zeitintervalls durchzuführen. Untersuchungen an den Paläoböden ermöglichen somit die Bearbeitung der Frage, wann der Vegetationswechsel in Kappadokien erfolgte.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit waren Untersuchungen zur Vulkanostratigraphie des Nevşehir Plateaus und Altersdatierungen notwendig. Für die zeitliche Einordnung der ermittelten Isotopendaten ist ein korrekter stratigraphischer Rahmen essentiell. Die Geologie Zentralanatoliens wird seit ca. 4 Jahrzehnten mit besonderem Fokus auf die Vulkanostratigraphie erforscht (BEEKMANN 1966, PASQUARÈ 1968, SCHISCHWANI 1974, INNOCENTI et al. 1975, BESANG et al. 1977, TOPRAK et al. 1994, LE PENNEC et al. 1994 und 2005, MUES-SCHUMACHER & SCHUMACHER 1996, SCHUMACHER & MUES-SCHUMACHER 1996 und 1997, TEMEL et al. 1998, MUES-SCHUMACHER et al. 2004). Die deshalb als gesichert angenommene Vulkanostratigraphie sollte die Basis für die Alterseinstufung der Paläoböden bilden.

Während eines Geländeaufenthaltes 2004, welcher der Erfassung der pedogenen Karbonate (Calcretes) dienen sollte, zeigte sich, dass Diskrepanzen hinsichtlich der Verbreitung und Korrelation nicht nur einzelner Tephralagen, sondern auch von Laven und Sedimenten, der Benennung einzelner Einheiten und der Eruptionsgeschichte existierten (VIERECK-GÖTTE et al. 2010). In der Literatur sind für mindestens vier der 13 Ignimbrite konträre Alter und stratigraphische Positionen angegeben (s. Kap. 3.1.2). Es bestand daher die Notwendigkeit, vorab tephrostratigraphische Untersuchungen durchzuführen, um diese Widersprüche zu klären (s. Kap. 3.1, LEPETIT et al. 2007, VIERECK-GÖTTE et al. 2010). Altersdatierungen waren notwendig, um konträre Alter aufzuklären und eine bessere zeitliche Auflösung zu gewährleisten.

Zudem musste ein gesundheitlich relevanter Aspekt hinsichtlich des Arbeitsschutzes bei der Aufbereitung der Proben im Rahmen der vorliegenden Arbeit überprüft werden. Das lokal begrenzte Auftreten einer Mesotheliom-Epidemie im Arbeitsgebiet erforderte die zusätzlichen Untersuchungen der Proben auf den hoch kanzerogenen Zeolith Erionit, der als Ursache für die Epidemie angesehen wird. Die gesteins- und mineralchemische Aufbereitung der Proben im Laborbereich beinhaltet die Zerkleinerung, die mit einer möglichen Freisetzung des Zeolithes und damit einer potentiellen Gefährdung einhergeht. In einer Bachelorarbeit wurden daher ausgewählte Proben auf Erionit untersucht (s. Kap. 2.1, KUPETZ 2008).

1.1 Ziel der Arbeit

Ziel dieser Arbeit ist (a) die zeitliche Bestimmung des regionalen Vegetationswechsels von C3- zu C4-Pflanzen aus der C-Isotopie der pedogenen Karbonate und (b) das regionale Klima im Obermiozän aus den Paläoboden-Sequenzen der zentralanatolischen Vulkanprovinz abzuleiten (Abb. 1 und 2).

Die Röntgendiffraktometrie soll Aufschluß über die Tonmineralogie der Paläoböden geben. Die geochemischen Analysen dienen einerseits der Charakterisierung der Ausgangsgesteine und Böden inklusive der Abschätzung der Bodenbildungsintensität, und andererseits der Bestimmung der Zusammensetzung der pedogenen Karbonate. Die Petrographie, mineralchemische Untersuchungen und die Kathodenlumineszenz sollen Aufschluß über die Art der Zementation geben. Die stabilen Isotopenbestimmungen sollen die Fragestellungen zur Vegetationsänderung beantworten. Die Ar-Ar-Datierungen der vulkaniklastischen Einheiten bilden die Grundlage für die zeitliche Einstufung des untersuchten Intervalls. Die Untersuchungen der Diatomeen und Phytolithe sollen als zusätzliche Archive Auskunft über die Sedimentationsbedingungen und die Vegetation geben.

1.2 Regionalgeologischer Überblick

Das Arbeitsgebiet befindet sich in der Zentralanatolischen Vulkanprovinz (ZAVP) der Türkei, ca. 250 km südöstlich von Ankara (Abb. 1). Die Zentralanatolische Vulkanprovinz zählt neben der Ostanatolischen, der Westanatolischen und der Galatia Provinz zu den vier vulkanischen Hauptprovinzen der Türkei. Kappadokien ist ein häufig in der Literatur verwendetes Synonym für diese Region. Die ZAVP hat eine NE-SW-Ausdehnung von ca. 300 km und eine NW-SE-Ausdehnung von ca. 100 km. Sie wird von metamorphen Massiven wie dem Niğde Massiv im S und dem Kirşehir Massiv im N unterlagert und begrenzt, von sedimentären Becken wie dem Tuz Gölü Becken im W und dem Sivas Becken im NE sowie vom Taurus Gebirge im SE (Silur-Paläogen). Zwei in der Oberkreide und dem Paläogen angelegte geotektonische Störungszonen durchziehen und begrenzen die ZAVP (TOPRAK 1998, TOPRAK & GÖNCÜOĞLU 1993, KOÇYİĞİT & BEYHAN 1998). Im Osten wird die ZAVP von der Zentralanatolischen Verwerfungszone gekreuzt, in der sich ein Pull-apart-Becken, die Sultansazlığı Ebene während des Plio/Pleistozäns gebildet hat (KOÇYİĞİT & BEYHAN 1998, DIRİK & GÖNCÜOĞLU 1996, DIRİK 2001) (Abb. 2). Die westlichen Segmente der Zentralanatolischen Verwerfungszone, die Eçemiş Störung bzw. die Yeşilhisar Störung, begrenzen das in der ZAVP zentral gelegene Nevşehir Plateau im Osten. Im W grenzt die Tuz Gölü Störungszone das ebenfalls tektonisch junge Tuz Gölü Becken von der ZAVP ab.

Die vulkanische Aktivität der ZAVP setzte während des Mittleren Miozäns ein als die Afro-Arabische Platte mit der Eurasischen Platte kollidierte und zur Hebung des Anatolischen Blocks führte (MCKENZIE 1972, ŞENGÖR & YILMAZ 1981, YILMAZ 1990, KOÇYİĞİT & BEYHAN 1998, PIPER et al. 2002). Damit einhergehender effusiver, strombolianischer und domformender Vulkanismus, überwiegend basaltischer bis andesitischer Zusammensetzung, prägte für ca. 13 Mio. a die Region (BESANG et al. 1977, PASQUARÈ et al. 1988, AYDAR et al. 1995, TOPRAK 1998, DHONT et al. 1998).

Im Oberen Miozän (11,6-5,3 Mio. a) änderte sich der Eruptionscharakter zu großvolumigen, rhyolithisch-dazitischen Ignimbritalagerungen. Diese Phase vulkanischer Aktivität prägt das heutige Landschaftsbild der touristisch attraktiven Region Kappadokien mit den ausgedehnten Plateaus der verschweißten Ignimbrite, die morphologische Steilstufen bilden, und den charakteristischen sanften Verwitterungsformen und freistehenden Tuffkegeln (Chimneys) der unverschweißten Ignimbrite. Die überwiegend unverschweißten Ignimbrite bedecken ein

Gebiet von ca. 10.000 km² (TEMEL et al. 1998) und besitzen ein Gesamtvolumen von mehr als 1.000 km³. Die Mächtigkeit der Ignimbrite und zwischengeschalteten kontinentalen Sedimente wird auf ca. 400 m geschätzt, außer in Calderasenken und tektonischen Becken (PASQUARÉ 1968, FROGER et al. 1998, DIRIK 2001). Vier Eruptionszentren wurden anhand von gravimetrischen Messungen als auch durch systematische Variationen sedimentologischer und physikalischer Eigenschaften wie Korngröße, Mächtigkeit, Dichte oder Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität für diese Phase abgeleitet (PASQUARÉ et al. 1988, LE PENNEC et al., 1994, 1998, KÜRKÇÜOĞLU et al., 1998, FROGER et al., 1998, LE PENNEC 2000, SEN et al. 2003, MUES-SCHUMACHER et al. 2004).

Am Ende des Unteren Pliozäns (~ 3,6 Mio. a) bewegte sich das Hauptsegment des Anatolischen Blocks westwärts entlang der Anatolischen Hauptverwerfungszone (DIRIK 2001). Im Zuge dieser tektonischen Aktivität entwickelten sich die schon erwähnten „transtensionellen Pull-apart-Becken“ wie das Tuz Gölü im W und das Sultansazlığı Becken im E des Zentralanatolischen Blocks. Die seither erfolgende vulkanische Aktivität zeichnet sich durch die Bildung basaltischer bis andesitischer Stratovulkane aus, wie z.B. dem Erciyes Dağ und Hasan Dağ (ŞEN et al. 2003, KÜRKÇÜOĞLU et al. 1998, AYDAR et al. 1995).

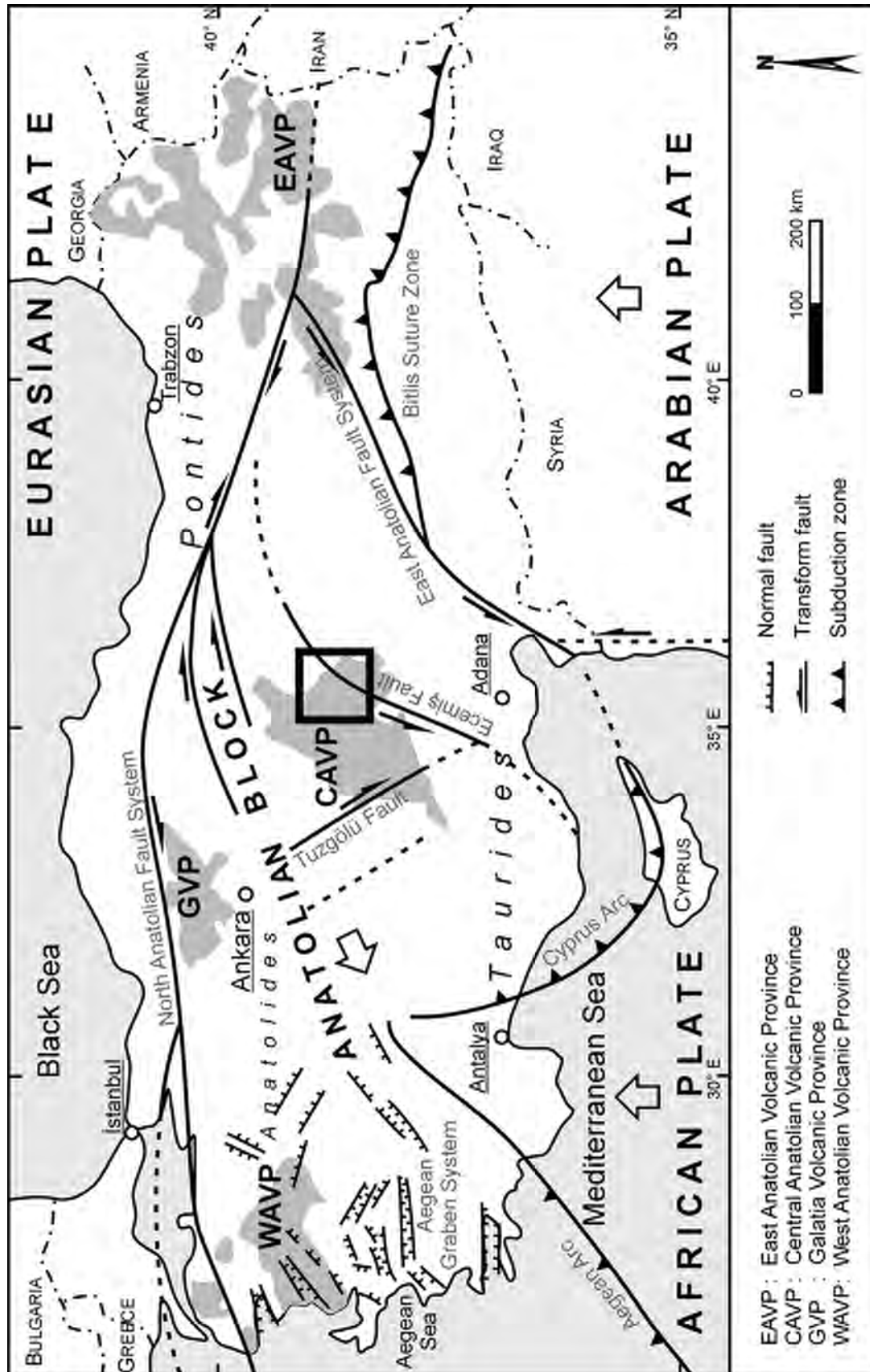


Abb. 1: Schematische geotektonische Übersichtskarte der Türkei mit der Ostanatolischen, Zentralanatolischen, Westanatolischen und Galatia Vulkanprovinz, modifiziert nach KETIN (1983), KOCYIGIT (1991) und REILINGER et al. (1997)

Lage des Arbeitsgebiets in der ZAVP

Das Arbeitsgebiet befindet sich im östlichen Teil innerhalb der ZAVP, im Ürgüp Becken und dem angrenzenden Nevşehir Plateau. Es ist im E durch die Eçemis Störung begrenzt, der westlichen Abgrenzung des Sultansazlığı Beckens, im N durch den längsten Fluß der Türkei, den Kizil Irmak, im W durch die Derinkuyu Störung und im S durch das metamorphe Niğde Massiv (Abb. 2).

Die Paläotopographie des Arbeitsgebietes weist eine nordwärts gerichtete Neigung innerhalb der ZAVP auf, die durch das Auftreten lakustriner Sedimente im Norden, alter Landoberflächen mit Bodenbildung im zentralen Bereich und durch die sich nach S verjüngende Stratigraphie belegt ist. Grundgebirgseinschaltungen von Ophioliten und granitoiden Gesteinen innerhalb des Miozäns weisen auf eine sehr variable Paläomorphologie hin.

Die ältesten Member der vulkanostratigraphischen Abfolge sind im N aufgeschlossen, im Ürgüp Becken, die jüngeren Member vorrangig im Zentralbereich und im S des Nevşehir Plateaus. Ursachen dafür sind die Paläotopographie, die hohen Eruptionsvolumina pyroklastischer Sedimente der älteren Member und die Hebung des Nevşehir Plateaus im Pliozän.

Das stratigraphisch wichtige Intervall inklusive der Paläoböden ist am besten im zentralen Teil des Arbeitsgebietes aufgeschlossen. Es umfasst ein ca. 60 x 40 km großes Areal innerhalb des Ürgüp Beckens und des Nevşehir Plateaus (Abb. 2, Anhang Tafel 1, Tab. A1). Es erstreckt sich zwischen den Ortschaften Sofular im N, Güzelös im S, Nevşehir im W und Incesu im E.

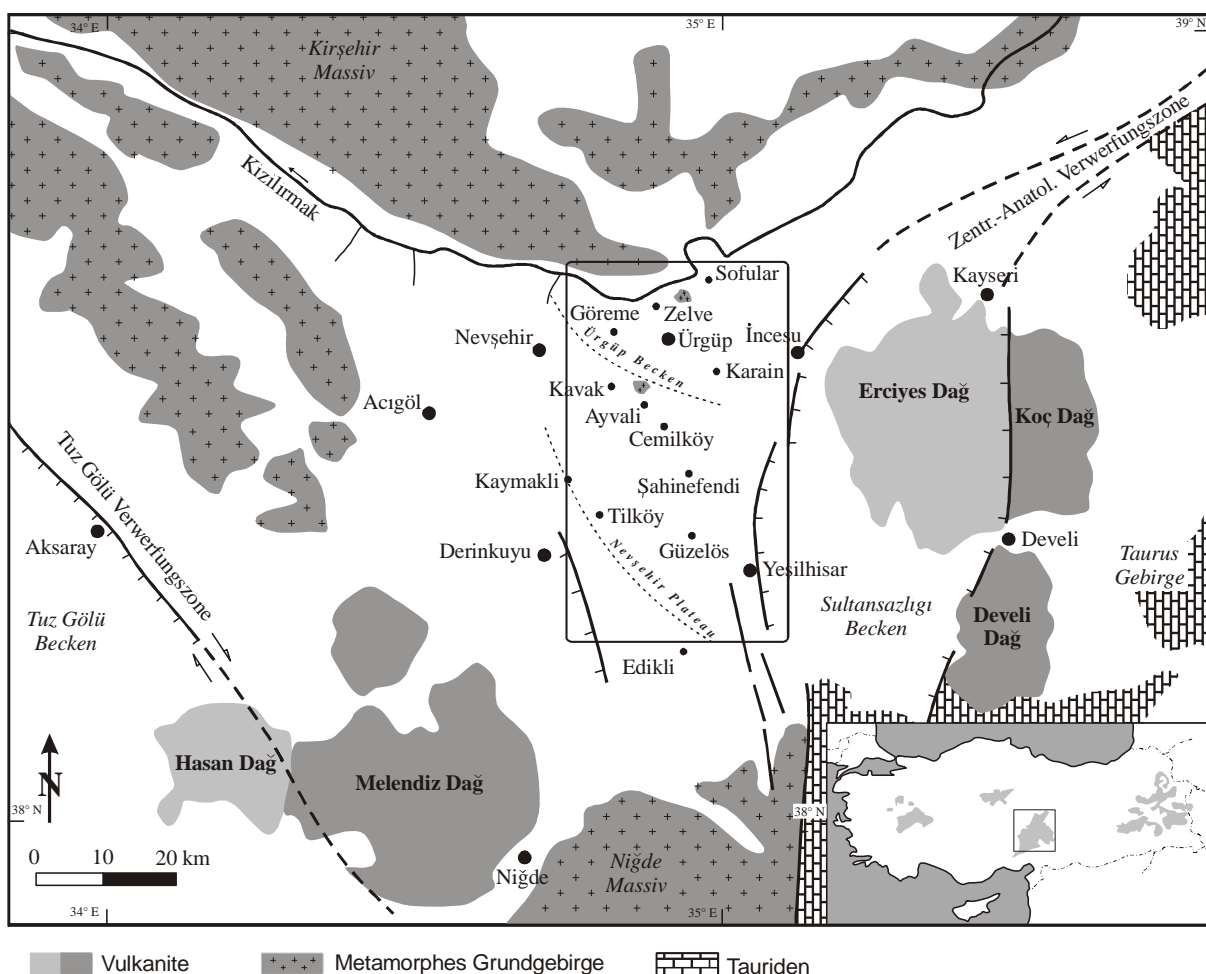


Abb. 2: Schematisierte Karte des Arbeitsgebietes mit Hauptstörungssystemen, Rechteck markiert das ca. 60 x 40 km große Areal, modifiziert nach VIERECK-GOETTE et al. (2010)

1.3 Terminologien

1.3.1 Paläoböden

Paläoböden sind Böden, die sich in früheren Epochen der Erdgeschichte unter tektonisch stabilen Bedingungen gebildet haben (RUHE 1956). Sie präsentieren alte Landoberflächen und bleiben als Archive erhalten, wenn sie anschließend von weiteren Sedimenten überdeckt wurden.

RETALLACK (1988) gibt drei Charakteristika zur Erkennung von Paläoböden an: 1) Durchwurzelung, 2) Gefügebildung und 3) Horizontierung.

Durchwurzelung ist meist das auffälligste Merkmal, welches an meist durch Mineralausscheidungen (Kalkausscheidungen) nachgezeichneten Spuren alter Pflanzenwurzeln erkennbar ist. Die Wurzeln sind Indikatoren für subaerische vadose Bildungsbedingungen und können für in-situ Brekzienbildung, horizontale Lagenrisse, Mikritisierung in terrestrischen Karbonaten und z.B. für vertikal längliche Glaebules verantwortlich sein (KLAPPA 1980). Eine detaillierte Beschreibung von verschiedensten Wurzelröhren wird von KLAPPA (1980) und RETALLACK (2001) gegeben.

Horizontierung bedeutet vertikale chemische und mineralogische Stoffdifferenzierung, was sich z.B. durch Ausscheidung von Kalk oder Eisenoxiden oder durch Tonanreicherung bzw. Tonverlagerung in tieferen Bodenhorizonten ausdrückt.

Unter Strukturierung werden einerseits Riss- und Röhrensysteme wie z.B. Schrumpfrisse oder Eiskeile und andererseits Aggregatbildung verstanden (RETALLACK 2001).

Als generelles Charakteristikum gilt für alle Paläoböden ein scharfer horizontaler Kontakt zum Hangenden und ein gradueller Übergang ins Liegende (RETALLACK 2001). Weitere Erkennungsmerkmale für Paläoböden sind z.B. Grabgänge oder Wohnbauten von kleinen Nagetieren (KLAPPA 1980).

Die Vielzahl der wirksamen Einflüsse auf die Bodenbildung kann auf fünf Hauptfaktoren reduziert werden: 1) das Ausgangsgestein, 2) die klimatischen Bedingungen, 3) die Organismenaktivität, 4) das topographische Relief und 5) die Zeit (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002). Diese Faktoren bestimmen in unterschiedlicher Weise die Charakteristika eines Bodens.

Während die äußeren Merkmale vor allem der Erkennung von Paläoböden im Gelände dienen, lässt deren Mineralogie paläoklimatische Rückschlüsse zu. Die Mineralogie von Böden wird vorrangig vom Klima und der Verwitterungsstabilität des Ausgangsmaterials bestimmt. Der Mineralbestand spiegelt den Grad der Bodenbildung wider, wobei in der Tonfraktion Tonminerale und Oxide dominieren und in der Sand/Siltfraktion die verwitterungsstabileren Minerale wie Quarz, Feldspat, Glimmer und Schwerminerale wie Apatit, Magnetit und Ilmenit (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002).

In Wüsten oder arktischem Klima bleiben infolge geringer chemischer Aktivität meist die Ausgangszusammensetzungen erhalten, als charakteristische Neubildungen treten Glimmer und Chlorit auf. In semi-ariden Gebieten gilt Smektit als paläoklimatischer Indikator. Unter arideren Bedingungen entwickeln sich Bodenhorizonte mit Salzmineralen (z.B. Chloride, Sulfate), Gips- und Karbonathorizonten/-konkretionen und Palygorskit. Unter gemäßigttem Klima entstehen bevorzugt Illit, Kaolinit und hydratisierte Oxide. Unter tropisch feuchten Bedingungen bilden sich Kaolinit und hydratisierte Fe-Al-Oxide, unter tropisch trockenen Bedingungen Smektit (VELDE 1992, BIRKELAND 1999, RETALLACK 2000). Zusammenfassend erweist sich insbesondere die Tonmineralogie als paläoklimatischer Anzeiger, wobei die

Korngröße, die mineralische Zusammensetzung des Ausgangsmaterials, die Temperatur, der Niederschlag und die Zeit die Art der Tonminerale beeinflussen, die bei der Bodenbildung entstehen (RETALLACK 2001).

Eine weitere Möglichkeit, um Prozesse, die während der Bodenbildung auftreten und klimatisch gesteuert sind, sowie die Intensität der Bodenentwicklung zu erfassen, basiert auf der Verwendung geochemischer Daten.

Laut Retallack (2001) zeigen chemische Variationen der Molekularverhältnisse ausgewählter Elementoxide einzelne Prozesse in Paläoböden an, die als geochemische Indikatoren eingestuft werden. Geochemische Indikatoren sind nach RETALLACK (2001): die *Auslaugung* (Ba/Sr), die *Tonmineralneubildung* ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$), die *Versalzung* ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$) und die *Karbonatisierung* ($\text{CaO}+\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$). Je größer das Verhältnis, um so intensiver hat der jeweilige Prozeß stattgefunden bzw. um so mehr Zeit stand zur Verfügung.

Geochemische Untersuchungen von Paläoböden lassen außerdem Rückschlüsse auf den Grad der Bodenbildung bzw. Verwitterung zu. Um den Grad der Verwitterung einschätzen zu können, werden verschiedene Verwitterungsindizes, wie z.B. der Chemical Index of Alteration (CIA, s. Gleichung (1)), nach NESBITT & YOUNG (1982) oder der Chemical Index of Weathering (CIW, s. Gleichung (2)) von HARNOIS (1988) verwendet. Der CIA und der CIW basieren auf der Zunahme der Feldspatumwandlung zu Tonmineralen und der damit verknüpften selektiven Abfuhr von (K), Na und Ca sowie die Anreicherung von Al während der Verwitterung. Harnois (1988) berücksichtigt beim CIW, dass K im Gegensatz zu Na und Ca in den Tonmineralen fixiert werden kann.

$$\text{CIA} = [\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] \times 100 \quad (1)$$

$$\text{CIW} = [\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O})] \times 100 \quad (2)$$

CaO* präsentiert nur den Ca-Gehalt in Silikaten insbesondere in Plagioklas, d.h. CaO* muß um alle anderen auftretenden Ca-haltigen Minerale, wie z.B. Calcit oder Apatit korrigiert werden.

1.3.2 Verwendete Nomenklatur

Gegenwärtig gibt es drei Klassifikationen für Paläoböden (MACK et al. 1993, NETTLETON 2000, RETALLACK 2001), wobei die Klassifikationen von MACK et al. (1993) und die von NETTLETON (2000) wenig verbreitet sind. Die in dieser Arbeit verwendeten verschiedenen Modelle zur Ermittlung klimatischer und vegetationsrelevanter Aussagen basieren auf den Veröffentlichungen von RETALLACK (2001) und CERLING (1991, 1999), die die US Soil Taxonomy verwendeten. Aus diesem Grunde wird in der vorliegenden Arbeit diese Klassifikation verwendet (12 Ordnungen, USDA 1999).

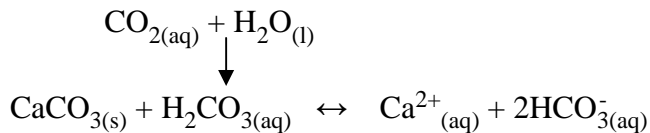
1.3.3 Calcretes

Unter ariden und semiariden Klimaten können in primär karbonatfreien Böden und Sedimenten sekundäre Karbonate gebildet werden (WRIGHT & TUCKER 1991, RETALLACK 2001). Während der Bildung wird primärer Porenraum zementiert, was bei fortschreitender Zementation zu einer Volumenzunahme und Mineralsprengung führen kann (MACHETTE 1985, BIRKELAND 1999). Findet die sekundäre Karbonatakkumulation im vadosen Bereich eines Bodenprofils statt, spricht man von pedogenen Karbonaten bzw. pedogenen Calcretes oder dem Bk-Horizont eines Bodens (WRIGHT & TUCKER 1991, BIRKELAND 1999). Erfolgt die sekundäre Akkumulation im phreatischen Bereich eines Bodenprofils, definieren WRIGHT

& TUCKER (1991) nicht-pedogene Karbonate, zu denen Grundwasserkarbonate, phreatische Karbonate, Valley- und Channel-Calcretes zählen.

Die Begriffe Calcrete (WRIGHT & TUCKER 1991) und Caliche (BLAKE 1902) werden häufig als Überbegriffe für sekundäre Karbonatakkumulationen unabhängig von einer Bodenbildung oder einem karbonatischen Ausgangssubstrat in der Literatur verwendet. Weitere Begriffe, die für sekundäre Karbonatakkumulationen verwendet werden, sind Kankar oder Kunkar in Indien und Ostafrika, Croûtes Calcaires in Frankreich, Nari in Israel und Kafkalla und Havara auf Zypern (GOUDIE 1972), deren genetischer Hintergrund variiert.

Der zugrundeliegende Bildungsprozess ist die Karbonatfällung nach dem Kalk-Kohlensäure Gleichgewicht (KRAUSKOPF & BIRD 1995):



Das Gleichgewicht wird zugunsten der Karbonatfällung begünstigt, wenn die Löslichkeit des Bikarbonats durch den Entzug von Bodenwasser und Boden-CO₂ verringert wird. Zu den Prozessen, die den Entzug des Bodenwassers forcieren, zählen die Evaporation und die Evapotranspiration. Ein weiterer Prozess ist die Entgasung, durch die der CO₂-Partialdruck im Boden reduziert wird (CERLING 1984, SALOMONS & MOOK 1986). Infolge des Pflanzenwachstums und der biologischen Aktivität ist der CO₂-Partialdruck in Böden höher als in der Atmosphäre, im Vergleich zu anderen Regionen ist er aber in ariden und semiariden Gebieten relativ niedrig (0,1 – 4 %, BROOK et al. 1983, MARION et al. 1985), was ebenfalls die Karbonatfällung begünstigt. In Lösung verfügbares Ca²⁺ verringert ebenfalls die Löslichkeit des Bikarbonats. Eine Ca²⁺-Quelle liefert die Verwitterung Ca-reicher Feldspäte. Der Eintrag von atmosphärischem Staub liefert zusätzlich verfügbares Ca²⁺, was durch Regen- oder Tauwasser in den Boden transportiert wird (MACHETTE 1985, WRIGHT & TUCKER 1991, KRAIMER 2005).

In Abhängigkeit von der Transportrichtung bzw. auch von der gelieferten Quelle des Bikarbonats unterscheidet GOUDIE (1972) das „per descensum“ und das „per ascensum“ Modell. Beim „per descensum“ Modell transportiert gravitativ absteigendes meteorisches Wasser Ca²⁺ und HCO₃⁻ in die Tiefe. Beim „per ascensum“ Modell liefert aufsteigendes Grundwasser das Bikarbonat.

Als klimatisch signifikant wird die Häufigkeit und die Intensität der pedogenen Calcretebildung angesehen (RETALLACK 2001).

Die Tiefenlage des Calcretehorizontes wird durch die Niederschlagsmenge, die Temperatur und die Evapotranspiration bestimmt. Je niedriger die jährliche durchschnittliche Niederschlagsrate ist, um so näher zur Oberfläche bilden sich pedogene Karbonate (RETALLACK 2001). Pedogene Calcretes treten vor allem in Entisolen, Inceptisolen, Vertisolen und Aridisolen auf (RETALLACK 2001, MACHETTE 1985). Pedogene Calcretes werden in Paragenese mit Smektit und Illit, aber auch mit Mg-reichen Tonmineralen wie Sepiolith und Palygorskit assoziiert (WRIGHT & TUCKER 1991, RETALLACK 1997).

1.3.4 Klassifikation pedogener Calcretes anhand ihrer Morphologie

Die morphologische Ausbildung pedogener Calcretes reicht von feinst verteiltem, pulvrigem Karbonat über knollige Ausbildungen bis hin zu massiven Bänken und ist ein Indiz für die

Zeit, die zur Bildung zur Verfügung stand (WRIGHT & TUCKER 1991, RETALLACK 2001). MACHETTE (1985) untersuchte Calcic Soils im SW der Vereinigten Staaten und beschrieb sechs Stadien, wobei die Variationen hinsichtlich ihrer Karbonatanreicherung eine Kombination aus 1) dem Alter, 2) der Menge, Verteilung und Konzentration von Ca^{2+} im Niederschlag und 3) dem CaCO_3 -Gehalt und Nettostrom von Staub, Silt und Sand darstellt. Nach MACHETTE (1985) werden sechs Reifestadien der Karbonathorizontentwicklung unterschieden, wobei die Entwicklung zu höheren Reifestadien in größeren Materialien schneller voranschreitet (Tab. 1, GILE et al. 1966, MACHETTE 1985).

Tab. 1: Reifestadien der Karbonatakkumulation anhand der Morphologie (nach MACHETTE 1985, GOUDIE 1983, WRIGHT & TUCKER 1991) in kiesigen und sandigen Böden

Reife- stadium	Kennzeichen		Zeit (RETALLACK 1997)
	Boden in Sand/Silt/Tonsubstrat	Boden in Kiessubstrat	
I	Fein verteiltes pulvriges und faseriges Karbonat	Dünne Karbonatkrusten bevorzugt an Unterseite von Klasten	< 7.000 a
II	Vereinzelte weiche Konkretionen (ca. 5-150 mm Durchmesser) und Adern aus pulvrigem Karbonat zwischen Konkretionen	Karbonatkrusten an Ober- und Unterseite	8.000-15.000 a
III	Massive Akkumulation zwischen Konkretionen	Massive Akkumulation zwischen Klasten	25.000-75.000 a
IV	Laminierte Krusten am Top einer massiven Lage, überlagert oft eine Konkretionslage, Horizonte 0,5-1 m mächtig		250.000-400.000 a
V	Laminen von mehr als 1 cm Mächtigkeit, verfestigte dichte 1-2 m mächtige Lagen		500.000-1.000.000 a
VI	Risse und Brekziierung pisolithischer und laminiertter Lagen, >2 m mächtig, mit harten Karbonatblöcken (>20 cm)		> 1.000.000 a

Die Reifung der Karbonathorizonte weist eine Erhöhung des CaCO_3 -Gehaltes im obersten Bereich auf. Wenn in Karbonathorizonten der Reifestadien III bis IV der Karbonatgehalt über die Tiefe aufgetragen wird, zeigt sich eine asymmetrische Verteilung des Karbonatgehaltes (WRIGHT & TUCKER 1991). Die maximale Anreicherung befindet sich im obersten Bereich und ist scharf nach oben begrenzt. Mit zunehmender Tiefe nimmt der Karbonatgehalt graduell ab. Diese asymmetrische Verteilung des Karbonatgehaltes wird für Grundwasserkarbonate ausgeschlossen (WRIGHT & TUCKER 1991).

Knollige Karbonatakkumulationen sind in fast allen Reifestadien vertreten. BREWER (1964) unterscheidet intern strukturlose *Nodules* (homogene) und konzentrisch aufgebaute Konkretionen. GOUDIE (1983) fasst beide unter dem Begriff *Glaebules* und WIEDER & YALOON (1982) unter dem Begriff *Nodules* zusammen. In dieser Arbeit wird der Begriff *Nodules* nach WIEDER & YALOON (1982) verwendet, da GOUDIE (1983) diesen Begriff auch für beide Ausbildungen in der makroskopischen Ansprache verwendet. Die Abgrenzung der *Nodules* vom umgebenden Material ist für WIEDER & YALOON (1982) ein Hinweis auf die Art der Bildung. Scharf abgegrenzte *Nodules* (disorthic) zum umgebenden Material wurden durch Pedoturbation umgelagert und wurden demzufolge im vadosen Bereich gebildet. Unscharf abgegrenzte *Nodules* in Verbindung mit einem hohen Anteil an Siliziklastika werden eher als Grundwasserbildung angesehen (KHADIKAR ET AL. 2000).

Makroskopische Kriterien zur Unterscheidung der Calcretegenese

Nach PIMENTEL et al. (1996) bilden pedogen gebildete Karbonate nur 1-2 m mächtige Horizonte, aus Grundwasser gebildete Karbonate bilden bis zu 10 bis 15 m mächtige

Horizonte, wobei die Angaben der verschiedenen Autoren stark variieren: > 1,5 m nach MACK et al. (2000), > 3m nach WRIGHT & TUCKER (1991) und bis zu 10 m nach JUTRAS et al. (2007). Infolge einer andauernden Sedimentation während der Bodenbildung können jedoch größere Mächtigkeiten pedogener Karbonathorizonte gebildet werden (WATTS 1980).

Grundwasserkarbonate bilden keine scharfen Begrenzungen, sondern graduelle Übergänge in ihrer Profilform aus, pedogene Karbonate zeichnet eine scharfe obere Begrenzung und ein gradueller Übergang mit der Tiefe und damit eine asymmetrische Profilform aus (PIMENTEL et al. 1996).

Grundwasserkarbonate weisen nicht die Vielfalt an Ausbildungen auf, wie sie durch die einzelnen Reifestadien beschrieben werden. Rhizokonkretionen treten in Grundwasserkarbonaten ausschließlich in Verbindung von „phreatotypischen“ Pflanzen auf. Die Porosität pedogener Karbonate ist niedriger als in Grundwasserkarbonaten, die in diesen meist > 25% beträgt.

Pedogene Karbonate variieren in der Regel nicht lateral in ihrer chemischen Zusammensetzung, z.B. von Calcrete zu Dolocrete. In Grundwasserkarbonaten treten häufiger laterale chemisch-mineralogische Änderungen auf, die Salinitätsunterschiede anzeigen (JUTRAS et al. 2007, STOKES et al. 2007). Grundwasserkarbonate bilden sich bevorzugt in permeablen, gröberen Ausgangssubstraten (PIMENTEL et al. 1996, Wright 2007). Häufig können typische Fe-/Mn-Konkretionen bzw. Fleckenbildung in Grundwasserkarbonaten beobachtet werden. Dies tritt in pedogenen Karbonaten selten auf, was einen Mangel an Fe-Umlagerung unter normalerweise oxidierenden Bedingungen anzeigen würde (PIMENTEL et al. 1996).

Mikrogefüge pedogener Calcretes

Im Mikrogefüge pedogener Calcretes werden zwei Endtypen nach WRIGHT & TUCKER (1991) unterschieden. Typ 1 wird als α -Gefüge bezeichnet und besteht aus einer dichten, mikritisch bis sparitischen Grundmasse, in der komplexe Risse (Crystallaria, s.u.), Nodules, die häufig von Circumgranular cracks umgeben sind, und einzelne „schwimmende“ Sedimentkörner (floating) auftreten. Diese Gefüge bilden sich in sehr ariden Gebieten mit geringer biologischer Aktivität aus.

Der zweite Typ wird als β -Gefüge bezeichnet und weist dominant biogen verursachte Merkmale wie Rhizokonkretionen (pedodiagenetische Mineralakkumulationen um lebende oder tote Pflanzenwurzeln (KLAPPA 1980)), nadelförmigen Calcit, mikrobielle Röhren und alveolar septale Strukturen (biogen gebildete feine Karbonatnadeln) auf. Dieses Gefüge bildet sich bevorzugt in semiariden Gebieten mit erhöhter biologischer Aktivität aus.

Einzelne, für diese Arbeit relevante Merkmale werden detaillierter erläutert:

Clotted texture: Gefüge, bei dem sich unregelmäßig geformter, kryptokristalliner Calcit in einer gröberen, mikrokristallinen karbonatischen Matrix befindet (GOUDIE 1983). Dieses Gefüge ist typisch für die Reifestadien III bis IV (KHADKIKAR et al. 2000), kann aber auch nach PIMENTEL et al. (1996) in Grundwasserkarbonaten entstehen. WRIGHT & TUCKER (1991) interpretieren es als das Zusammenwachsen einzelner Nodules, was damit einer primär pedogenen Bildung entspricht.

Karbonatische Säume bzw. Zemente: Karbonatsäume können an mineralischen und lithischen Komponenten und *Nodules* ausgebildet sein (WRIGHT & TUCKER 1991,

KHADKIKAR ET AL. 2000). Nach MORSE & MACKENZIE (1990) sind diese Zemente überwiegend an Partikelunterseiten ausgebildet. Sie müssen aber nicht zwangsläufig an Partikelunterseiten (sog. Pendant Cements) auftreten, sondern können auch an Oberseiten oder seitlich ausgebildet sein, da die Komponenten durch bodenbildende Prozesse umgelagert bzw. gedreht worden sein können (WRIGHT & TUCKER 1991).

Innergranular und Circumgranular Cracks: In reiferen pedogenen Karbonaten werden häufig mikrokristallin verfüllte Risse beschrieben. Wechselnde Feuchtigkeitsverhältnisse im vadosen Bereich (Durchfeuchtung und Austrocknung) werden als Ursache für die Risse angenommen (WRIGHT & TUCKER 1991, KHADKIKAR et al. 2000).

Corroded grains: bei der Bildung eines pedogenen Karbonats können vorhandene mineralische und lithische Komponenten korrodiert, angeätzt bzw. ersetzt werden (GOUDIE, 1983).

Floating grains: bedeutet, dass ein primär korngestütztes, sedimentäres Gefügen aufgelöst wird, so dass einzelne mineralische oder lithische Komponenten in einer feinkörnigen Karbonatmatrix schwimmen. Als Ursache wird Verdrängung bzw. Ersatz des Ausgangsmaterials während des Karbonatwachstums angesehen.

Um pedogene Karbonate von Grundwasserkarbonaten zu unterscheiden, werden folgende Kriterien angegeben:

Nach BIRKELAND (1999) sind Grundwasserkarbonate grobkörniger und füllen ausschließlich den originalen Porenraum aus. Infolge des Überlagerungsdruckes sprengt es die Originalkörner nicht auseinander. Mineralsprengung wird als typisches Kennzeichen für pedogene Karbonatbildung angegeben.

Poikilitopische Zemente sind typische Anzeiger für ein meteorisch-phreatisches Milieu (FOLK 1974, BECKNER & MOZLEY 1998). Unterhalb des Wasserspiegels herrscht eine niedrigere Ionenkonzentration und Ausgasung des CO₂, weshalb die Wachstumsrate sehr langsam ist und einzelne Komponenten (cm-dm) umschlossen werden können. Der Zement füllt den vorhandenen Porenraum vollständig aus FOLK (1974). MORSE & MACKENZIE (1990) und DURAND et al. (2006) ordnen Isopachenzemente phreatischen Bedingungen zu und Meniskenzemente vadosen Bedingungen.

1.3.5 Calcretes und ihre paläoökologischen Aussagen

CERLING (1991, 1999) entwickelte ein Modell zur Abschätzung des CO₂-Gehaltes der Paläoatmosphäre anhand der Kohlenstoff-Isotopie pedogener Calcretes und zur Interpretation der Paläovegetation in Paläoböden. Das Modell gilt nur für pedogene Calcretes, d.h. Karbonate, die durch Bodenbildung entstanden sind, wo Gasdiffusion als dominierender Mechanismus fungiert. Grundwasserkarbonate bilden sich im wassergesättigten Bereich, wo die Gasdiffusion nicht den dominierenden Prozess zum Massentransport darstellt. Eine weitere Voraussetzung für die Anwendung des Modells ist, dass die pedogenen Karbonate keine Überprägung oder Diagenese erfahren haben (CERLING 1984).

Das Boden-CO₂ setzt sich aus dem atmosphärischen CO₂ und dem respirativen CO₂, von Pflanzen und Mikroorganismen abgegebenen, zusammen. Das Verhältnis zwischen atmosphärischem und respirativem CO₂ ist im wesentlichen abhängig von: der Tiefe im Boden, dem CO₂-Gehalt der Atmosphäre, der Produktionsrate von CO₂ im Boden und der Permeabilität des Bodens (CERLING 1991).

Das Modell basiert auf den unterschiedlichen $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Isotopenverhältnissen von atmosphärischem CO_2 und von respirativem CO_2 . Es beschreibt den Zusammenhang zwischen beiden in Abhängigkeit von der Tiefe im Bodenprofil. Aufgrund der mit Annäherung an die Bodenoberfläche exponentiell abnehmenden Konzentration an CO_2 aus der Wurzelatmung ändert sich die Kohlenstoff-Isotopie mit abnehmender Tiefe von der Bodenoberfläche insbesondere in den oberen 40 cm (CERLING 1999). Ab einer Bodentiefe von ca. 40 cm bleibt das Isotopenverhältnis zwischen atmosphärischem und respirativem CO_2 konstant (CERLING 1991, 1999). Unter der Annahme, dass pedogene Karbonate dieses Isotopenverhältnis konservieren, kann es zur Abschätzung des CO_2 -Gehaltes der Paläoatmosphäre genutzt werden (CERLING 1991, 1999).

Das respirative CO_2 wird von den Pflanzenspezies im lokalen Ökosystem kontrolliert (QUADE & CERLING 1993). Es wird davon ausgegangen, dass C seine Isotopensignatur entsprechend des Reaktionsprozesses während der Photosynthese erhält und diese bei späterer Ablagerung in Böden oder Sedimenten weitergibt (QUADE & CERLING 1993, WYNN 2007).

Aufgrund ihres Metabolismus werden die Pflanzen in drei Gruppen eingeteilt: C3-Pflanzen, C4-Pflanzen und CAM-Pflanzen, wobei die Bezeichnungen C3 und C4 sich von den ersten Fixierungsprodukten des CO_2 ableiten. Bei den C3-Pflanzen handelt es sich um 3-Phosphoglycerinsäure (3 C-Atome) und bei den C4-Pflanzen um das Oxalacetat (4 C-Atome, $\text{C}_4\text{H}_4\text{O}_5$). Bei den C3-Pflanzen handelt es sich um ca. 80-90% aller Pflanzen von Algen bis hin zu Bäumen, aber auch Weizen und Reis. Bei den C4-Pflanzen handelt es sich um wirtschaftlich wichtige Nutzpflanzen wie Mais, Hirse, Zuckerrohr und einen Großteil der sogenannten „warm season“ Gräser (QUADE & CERLING 1993, HOEFS 2004). C4-Pflanzen nutzen ein zusätzliches Enzym (PEP-Carboxylase) und eine zweistufige CO_2 -Assimilation, um auch bei geringeren CO_2 -Gehalten der Atmosphäre dieser effizient CO_2 zu entziehen (i.Vgl. zu C3-Pflanzen). Ein veränderter Blattquerschnitt (Kranzanatomie) ermöglicht die Biosynthese. Bei den C3-Pflanzen findet ein Austausch und damit eine stetige Fraktionierung zwischen externem CO_2 und dem CO_2 in den Mesophyllzellen statt (reversibler Prozess), was die Kohlenstoff-Fixierung weniger effizient macht und die geringeren ^{13}C -Isotopenwerte von durchschnittlich $-27 \pm 6 \text{ ‰}$ (QUADE AND CERLING, 1995) verursacht. Bei den C4-Pflanzen wird das durch das Oxalacetat vorfixierte CO_2 in Form von Malat oder Aspartat in das Innere der Bündelscheidezellen transportiert und dort konzentriert. Es findet kein Austausch zwischen externem CO_2 und den Mesophyllzellen statt, weshalb das verfügbare CO_2 effizienter genutzt wird und geringere Fraktionierungen entstehen, d.h. ein durchschnittlicher Isotopenwert von $-13 \pm 3 \text{ ‰}$ (QUADE & CERLING 1995) ist charakteristisch für C4-Pflanzen. Aufgrund der unterschiedlichen Art der Photosynthese beträgt die Fraktionierung je nach Pflanzenart und genutztem Reaktionsweg zwischen -4 ‰ (C4-Pflanzen) und -18 ‰ (C3-Pflanzen) relativ zum atmosphärischem CO_2 (HOEFS 2004).

Zwischen 5 und 8 Mio Jahren kam es zu einer Verschiebung zu schwereren Kohlenstoff-Isotopenverhältnissen in pedogenen Calcretes, was den Vegetationswechsel von C3-dominierten Ökosystemen zu C4-dominierten Ökosystemen anzeigt (CERLING et al. 1993, CERLING 1999, QUADE & CERLING 1995, RETALLACK 1991, DING & YANG 2000).

2 Methodik

2.1 Probenahme

Zur Klärung der Fragestellung waren drei Geländeaufenthalte im Arbeitsgebiet notwendig. Die Geländearbeit diente vorrangig der Erfassung der Paläoböden und der pedogenen Karbonate. Die Beprobung erfolgte anschließend an vier ausgewählten Typprofilen (Anhang Tab. A1, Lokalität 1, 2, 3 und 3c, Anhang Tafel 1). Die Typprofile umfassten das stratigraphisch wichtige Intervall zwischen dem Cemilköy und dem Kizilkaya Member mit Mächtigkeiten von ca. 100 m zuzüglich der Mächtigkeiten der zwischengeschalteten Ignimbrite und Fallablagerungen. Aus den Typprofilen wurden meist Intervalle zwischen zwei Membern ausgewählt, die zwischen 25 und 35 m mächtig sind (Profile 2, 4, 5 und 8). Von über 40 weiteren lokalen Probenahmepunkten wurde Probenmaterial der vulkaniklastischen und epiklastischen Sedimente in die Arbeit einbezogen (Anhang Tab. A1, A2, A3 und A4).

Im Jahr 2004 erfolgte die Profilaufnahme und gezielte Beprobung von pedogenen Karbonaten, Laharen und Paläoböden an den vier ausgewählten Profilen (Anhang Tafel 1) während eines 5-wöchigen Geländeaufenthaltes. Von den pedogenen Karbonathorizonten, aber auch von den Lahar- bzw. Bodenhorizonten wurden Proben genommen.

Im Jahr 2005 wurden einzelne Karbonathorizonte unter Berücksichtigung ihrer Tiefe zur Paläobodenoberfläche erneut beprobt und zusätzlich lakustrine Karbonate zum Vergleich des Isotopensignals entnommen.

Um Abhängigkeiten bzw. Variationen des Isotopensignals innerhalb eines Horizonts untersuchen zu können, wurden 2006 mehrere Bodenprofile im Detail (vertikal und horizontal) und eine komplette, singuläre Karbonatkonkretion orientiert beprobt.

2007 erfolgte die Probenahme für die Diplomarbeit GRUBER (2008) und die Beprobung einer Diatomitablagerung.

Um die stratigraphischen Diskrepanzen zu klären, wurden während aller Geländeaufenthalte zusätzlich vulkaniklastische und epiklastische Sedimente beprobt, die teilweise in Diplom-, Bachelor- und Studienarbeiten (GANSKOW 2006, KUPETZ 2007, GRUBER 2008, PRESCHER 2009) bearbeitet wurden.

2.2 Probenbehandlung

Für die Röntgenfluoreszenzanalyse und die Isotopenbestimmung wurden homogenisierte Pulverpräparate verwendet. Aus diesem Grunde wurden jeweils ca. 20 g des Probenmaterials mit dem Hammer grob zerkleinert, für die Isotopenanalyse Fremdgesteins- und Bimsklasten entfernt, getrocknet bei 40 °C und anschließend mit einer Achat-Scheibenschwingmühle der Firma Herzog (HSM 100A) oder einer Fliehkraft-Kugelmühle S100 der Firma Retsch mit Achat-Mahlgefäß (250 ml Inhalt) für ca. 10 min aufgemahlen. In Abhängigkeit der Festigkeit des Probenmaterials (Laven, Ignimbrite, Böden) wurde die Mahlzeit erhöht. Die Karbonatproben wurden anschließend im Trockenschrank bei 60 °C für 24 h getrocknet und im Exsikkator aufbewahrt.

2.3 Röntgenfluoreszenzanalyse

Die Bestimmung der Haupt- und Spurenelemente erfolgte mit der Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) an insgesamt 165 Proben, davon 109 pedogene Karbonate, 11 lakustrine Sedimente und 45 Lahar- und Paläobodenproben (Tab. A2 und A3). Zusätzlich wurden 128 Vulkanite zur Klärung der Vulkanostratigraphie aufbereitet und analysiert (Tab. A4).

Die Proben wurden an dem wellenlängendispersiven Röntgenfluoreszenz-Spektrometer PW 2400 der Firma Philips am Institut für Geowissenschaften der FSU Jena gemessen. Die Genauigkeit wurde durch interne und internationale Gesteinsstandards abgesichert. Das Probenpulver wurde vor und nach dem Mahlen mindestens 12h bei 105 °C getrocknet.

Der Volatilgehalt wurde über den Glühverlust (LOI = Loss On Ignition) bestimmt, indem 1,5 g Probe im Muffelofen für 2h bei 900 °C geglüht wurde. Aus der Gewichts Differenz vor und nach dem Glühen wurde der Glühverlust (LOI) berechnet.

Zur Hauptelementbestimmung wurden Schmelztabletten verwendet, die aus 4 g Lithiumtetraborat (Spektromelt A12, Fa. Merck) und 0,4 g geglühter Probe hergestellt wurden. In dem Hochfrequenzaufschlußgerät Lifumat 2.0 ox wurde bei 1300 °C das homogenisierte Gemisch aufgeschmolzen, anschließend in Platintiegel umgefüllt und abgekühlt. Für die Spurenelementanalyse wurde aus 6 bzw. 3 g Probe und 1 bzw. 0,5 g Bindemittel (Hoechst Wachs C) ein homogenes Gemisch hergestellt, welches anschließend im Al-Tiegel mittels Tablettenpresse (ca. 230 MPa) gepresst wurde.

Zur Auswertung standen weitere 20 Bodenanalysen aus dem Jahr 2003 zur Verfügung. Diese Bodenproben wurden von L.Viereck-Götte im Jahr 2002 genommen.

2.4 Röntgendiffraktometrie

Mit dem Röntgendiffraktometer XRD 7 der Firma Seifert (Ni-Filter, Cu-K α Strahlung) wurden 39 Proben auf ihren qualitativen Tonmineralbestand untersucht. Es wurden jeweils ca. 100 g manuell grob zerkleinert und die Korngrößenfraktion < 2 mm abgesiebt. Diese Fraktion wurde mit destilliertem Wasser im Atterberg-Zylinder dispergiert. Da die Proben sehr stark ausflockten, d.h. sich Tonagglutinationen bildeten, wurde zur Verhinderung dieses Effekts Natriumpyrophosphat (Na₄P₂O₇*10H₂O) hinzugefügt. Im Atterberg-Zylinder wurde die Korngrößenfraktion < 2 μ m in Suspension abgetrennt. Diese Suspension wurde anschließend zur Anreicherung der Tonminerale und Abscheidung des destillierten Wassers zentrifugiert. Ca. 1 bis 1,5 ml der konzentrierten Suspension wurde gleichmäßig auf einen porösen Keramikträger pipettiert. Nach Anlegen eines Unterdruckes wurde die Flüssigkeit in ca. 2-3 Minuten abgesaugt, um eine Korngrößentrennung innerhalb der Suspension zu verhindern und die Einregelung der Tonminerale zu gewährleisten. Die optimale Belegungsdichte von ca. 15 mg/cm² (MOORE & REYNOLDS 1997) auf dem Keramikträger wurde reduziert, da die Präparate schon während der Trocknung an der Luft Schrumpfungsrisse bildeten. Es wurde schrittweise eine verdünnte Suspension verwendet, in einigen Fällen musste die Verdünnung bis zu dreimal wiederholt werden.

Die Aufnahme der Diffraktogramme erfolgte an ein und derselben Probe in der Reihenfolge luftgetrocknet, glykolbedampft und getempert. Die Bedampfung mit Ethylenglykol erfolgte für mindestens 48h bei Raumtemperatur in einem Exsikkator. Die Temperung der Probenpräparate wurde bei 550 °C für 1h durchgeführt.

Die Proben wurden unter folgenden Bedingungen gemessen (40 kV und 30 mA, Tab. 2):

Tab. 2 Messbedingungen der Tonmineralpräparate

Messbedingung	luftgetrocknet	glykolisiert	getempert
Winkelbereich 2Theta in [°]	3-40	3-30	3-40
Schrittweite 2Theta in [°]	0,02	0,02	0,02
Messdauer in s (2 Durchgänge)	10	2	10

Das Programm MacDiff 4.2.5 (PETSCHICK 2002) wurde für die Auswertung der Diffraktogramme genutzt. 20 der 39 Proben wertete C. Prescher im Rahmen seiner Studienarbeit (PRESCHER 2009) aus.

Der als Probenträger dienende Korund wurde für die getemperten und die unbehandelten Proben zur Korrektur benutzt. Dies galt nicht für die glykolisierten Proben, da nur ein Korundreflex bis $2\theta = 30^\circ$ gemessen wird.

Der im Kapitel 3.3 verwendete Chemical Index of Alteration setzt die Abwesenheit nichtsilikatischer Ca-haltiger Minerale voraus. Bei Anwesenheit von z.B. Calcit oder Apatit ist eine CaO-Korrektur notwendig. Aus diesem Grunde wurde die Röntgendiffraktometrie zusätzlich genutzt, um das Auftreten von Ca-haltigen, nichtsilikatischen Mineralphasen in Laharproben auszuschließen. Es wurden Pulverpräparate von fünf Stichproben mit dem Röntgendiffraktometer zwischen $2\theta = 5-60^\circ$ analysiert ($0,02^\circ$ Schrittweite und 10 s Messdauer).

Es wurden zusätzlich 16 Proben im Rahmen der Bachelorarbeit KUPETZ (2008) auf die Anwesenheit des Zeoliths Erionit analysiert. Die Proben wurden in Ethanol-Suspension zu feinem Pulver gemörsert und anschließend auf einen Glas- oder Siliziumträger aufgebracht und eingedampft. Für fünf Proben (KUPETZ 2008) wurde hierfür ein Glasträger, für alle anderen Proben ein Träger aus Silizium verwendet. Der Wechsel ist damit zu begründen, dass in einigen Proben Anteile an Glas enthalten sind, wobei ein Probenträger des gleichen Materials die Ergebnisse verfälschen könnte. Um die 2θ -Abweichung (Nullpunktsfehler und Präparathöhenfehler) der Diffraktogramme zu bestimmen, wurde Silizium als interner Standard zugefügt.

Für die Diffraktogramme wurden folgende Parameter verwendet :

Stromspannung : 40 kV
 Stromstärke : 40 mA
 Schrittweite : $0,02^\circ$
 Wiederholungsmessungen : 2
 Messbereich und Zählzeit der Analysen wurden wie folgt gewählt :
 Proben 1 bis 5 : 2θ 5-15°, 10 s
 Proben 6,7,8,16 : 2θ 3-60°, 20 s
 Proben 9 bis 15 : 2θ 3-60°, 15 s

Um eine erste Abschätzung zur Präsenz von Erionit in den Proben Nr. 1 bis 5 zu gewinnen, wurden diese ausschließlich in einem Intervall von 2θ 5-15° untersucht, da sich das reflexionsstärkste Signal für Erionit in diesem Bereich bei $2\theta = 7,70^\circ$ befindet.

Das lokal begrenzte Auftreten der Mesotheliom-Epidemie beschränkt sich auf eine Region im N des Arbeitsgebiets um die Dörfer Karain, Boyali, Cokek, Karlik und Yesilöz (Anhang Tafel 1, DOGAN 2003), wo die Häuser der Dörfer in die verfestigten Ablagerungen vulkanischer Asche gebaut worden sind, die vor 5-10 Millionen Jahren in Seen abgelagert wurde. Diese Region wurde aufgesucht im Rahmen der Diplomarbeit GRUBER (2008) und der eigenen

Arbeit, da dort das Güzel Dere Member (s. Kap. 3.1) und die Tahar Einheit (s. Kap. 3.1) aufgeschlossen sind.

Nach der Information über das Auftreten des Erionits wurden potentielle Sedimentlagen im näheren Umfeld des Dorfes Karain, z.B. am Berg Ak Tepe, beprobt. Zum Vergleich wurden Proben der Fall- und Fließablagerungen aus dem gleichen stratigraphischen Intervall von anderen Lokalitäten ausgewählt.

In einer Sedimentprobe von der Lokalität Ak Tepe konnte Erionit nachgewiesen werden. In allen anderen Proben wurde Erionit nicht nachgewiesen. Dieses Ergebnis stimmt mit Studien überein, die belegen, dass Erionit bevorzugt in alterierten, silikatischen Tuffen, die im salinar-lakustrinen Milieu abgelagert wurden (POOLEY 1979), gebildet wird. Das Glas dieser Aschepartikel wurde in diesem hydrothermalen Milieu anteilig in Erionit, einen faserigen Zeolith mit hohem kanzerogenen Potential umgewandelt. Für alle laufenden Arbeiten wurden in der Regel keine Proben aus diesem Milieu genommen, so dass eine möglichen Gefährdung im Labor ausgeschlossen werden konnte.

2.5 Bestimmung des Kohlenstoffgehalts

Die Einwaage für die Isotopenanalyse hängt vom Kohlenstoffgehalt der Probe ab, deshalb wurde dieser zuerst an den aufgemahlenen Karbonatproben bestimmt. Die Quantifizierung des organischen und anorganischen Kohlenstoffs erfolgte für die Probenserie aus dem Jahre 2004 am Max-Planck-Institut für Biogeochemie (Jena). 30- 100 mg Probe wurde in einem zweistufigen Temperaturprogramm (500 °C, 900 °C) im Elementanalysator EAS liquiTOC verbrannt, so dass im ersten Schritt der organische und im zweiten Schritt der anorganische Kohlenstoffgehalt spektrometrisch analysiert werden konnte. Als Standard bzw. zur Kalibrierung wurde CaCO_3 (Fa. Merck, 99,9% Reinheit) und für geringe Gehalte (< 0,5%) der Bodenstandard Nr. 5 (HEKAtech, 01,41% C und 0,021% N) verwendet. Die Probenserie aus 2004 ergab, dass die Karbonate nur anorganischen Kohlenstoff enthalten. Aus diesem Grunde wurde für die weiteren Probenserien nur noch der Karbonatgehalt mittels Scheibler-Apparatur (Wille Geotechnik) nach DIN 1829 am Institut für Geowissenschaften der FSU Jena ermittelt und daraus der Kohlenstoffgehalt berechnet. 0,3-2 g getrocknete und pulverisierte Probe (je nach geschätztem schwachen bis starken Karbonatgehalt) wurden im Gasentwicklungsgefäß der Scheibler-Apparatur mit 10 ml 2M HCl (ca. 6%) versetzt. Das nach der Säurebehandlung entweichende CO_2 wurde dann volumetrisch bestimmt und im Verhältnis zur Einwaage der Karbonatgehalt und daraus der Kohlenstoffgehalt kalkuliert.

An 39 Lahar- und Bodenproben wurde am Max-Planck-Institut für Biogeochemie (Jena) der Gesamtkohlenstoffgehalt (TC) und der anorganische Kohlenstoffgehalt (TIC) mittels Elementanalysator VarioMAX an ca. 250 mg analysefeinem Probenpulver bestimmt. Als Standard fungierte der Bodenstandard Nr. 1 (HEKAtech, 3,500% C und 0,216% N).

2.6 Petrographie

Um die ermittelten Isotopendaten der pedogenen Karbonate besser einschätzen zu können, wurden von 83 Karbonatproben, davon 10 lakustrine, im Sedimentlabor des Institutes für Geowissenschaften nicht abgedeckte Dünnschliffe (30 µm Dicke) hergestellt. Die Beschreibung der Dünnschliffe befindet sich in Tab. A6. Die Proben mussten infolge ihrer hohen Porosität bzw. geringen Festigkeit mehrfach imprägniert werden. Der vorhandene Porenraum wurde mit Sudan Blau 670 sichtbar gemacht. 20 Dünnschliffe wurden für die Mikrosondenmessungen ausgewählt und poliert. Die restlichen unabgedeckten Dünnschliffe

wurden mit Alizarin S eingefärbt, um einerseits kryptokristallinen Calcit von Tonmineralen und gegebenenfalls Calcit von Dolomit unterscheiden zu können.

37 orientierte, nicht abgedeckte Dünnschliffe wurden nach dem Geländeaufenthalt 2006 im Labor der Ludwig-Maximilians-Universität München, Sektion Paläontologie hergestellt. Der Porenraum wurde ebenfalls mit Sudan Blau 670 eingefärbt.

Im Rahmen dieser Arbeit wurden zusätzlich 23 Dünnschliffe zur Klärung der Vulkanostratigraphie bzw. als Grundlage für die Probenauswahl zur $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierung hergestellt.

2.7 Kathodenlumineszenz

Zwei polierte, mit C bedampfte Karbonatdünnschliffe (Tab. A2), charakteristische Vertreter der Karbonatgruppen, wurden mittels Kathodenlumineszenz auf das Auftreten verschiedener Wachstumszonierungen und Zementgenerationen an der Bergakademie Freiberg untersucht.

Das Lumineszenzverhalten von Calcit beruht auf Gitterdefekten eines chemisch reinen Calcits bzw. der Konzentration und dem Verhältnis bestimmter Spurenelemente, die in die Kristallstruktur eingebaut sein können (MACHEL 1985, RICHTER & ZINKERNAGEL 1981, TUCKER 1996). Die Spurenelemente können lumineszenzfördernd („activator“) bzw. lumineszenzabschwächend („quencher“) wirken. Zu den Aktivatoren zählt Mn^{2+} , welches orange bis rote Emissionsfarben erzeugt, aber auch Pb^{2+} , Cu^{2+} und einige SEE (z.B. Eu^{3+} , Tb^{3+}), zu den Abschwächern zählen Fe^{2+} , Co^{2+} und Ni^{2+} (MACHEL 1985). Fe^{2+} fungiert als effektivster Abschwächer und kann zu Nichtlumineszenz führen (TUCKER 1996). Die Bestimmung des Lumineszenzverhaltens allein reicht nicht aus, um auf das Bildungsmilieu, z.B. marin-meteorisch bzw. vados-phreatisch, zu schließen (RICHTER & ZINKERNAGEL 1981).

Die Untersuchungen erfolgten mit einem Heißkathoden-Lumineszenz-Mikroskop (HC1-LM) im Hochvakuum ($< 10^{-6}$ bar) mit einer Anregungsspannung von 14 kV und einer Stromdichte von ca. 10 mA/mm^2 . Die Kathodenlumineszenz-Aufnahmen wurden mit einer Digitalkamera aufgenommen (KAPPA 961-1138 CF 20 DXC mit Peltier-Kühlung).

2.8 Mikrosondenanalyse

An 15 ausgewählten Karbonatdünnschliffen (Tab. A2) wurde die Zusammensetzung der Karbonatzemente analysiert. Die polierten und mit C bedampften Dünnschliffe wurden mit der Mikrosonde Jeol JXA 8900 RL, ausgestattet mit fünf wellenlängendispersiven Spektrometern, an der Eberhard-Karls-Universität Tübingen untersucht.

Erste Testmessungen mit 20 nA Strahlstrom und fokussiertem Strahl zerstörten die Karbonatzemente, so dass in mehreren Schritten die Messbedingungen optimiert werden mussten. Der Probenstrom reduzierte sich während der Messung mit fokussiertem Strahl um mehr als die Hälfte, deshalb wurde der Strahlstrom letztlich auf 10 nA reduziert und der Strahldurchmesser auf $20 \mu\text{m}$ aufgeweitet. Die Beschleunigungsspannung betrug 15 kV. Die Messzeit für die Haupt- und Spurenelemente ist in Tab. 3 dargestellt, wobei die Messzeit des Untergrunds die Hälfte beträgt. Nach der Messung waren Kontaminationen der Oberfläche sichtbar. Infolge der hohen Zerstörungsrate wurde die Auswahl der zu messenden Elemente stark eingeschränkt. Da mittels EDX in zwei Proben kein Ba, Si und Al in den Zementen nachgewiesen wurde, wurde die Messzeit um diese Elemente reduziert, auch wenn die Messung des Si zusätzliche Hinweise auf die Reinheit der Analysen hätte geben können.

Tab. 3 Messbedingungen der Karbonatzemente

Element	Standardmineral	Messzeit Peakposition	Nachweisgrenze [ppm]
Ca	Dolomit	16 s	220
Mg	Dolomit	16 s	125
Fe	Hämatit	30 s	200
Mn	Bustamit	30 s	250
Sr	Coelestin	30 s	240

Bei der Auswertung wurden nur Analysen mit Summen zwischen 97,5-102,1 Gew.-% berücksichtigt.

Bildaufnahmen und Element mappings wurden zusätzlich an der Mikrosonde Cameca SX50 mit 4 wellenlängendispersiven Spektrometern an der FSU Jena durchgeführt.

2.9 Stabile Isotopenanalyse

Die stabilen Isotopenanalysen wurden im Labor des Max-Planck-Instituts für Biogeochemie Jena, am GeoForschungsZentrum Potsdam und am Alfred-Wegener-Institut Bremerhaven durchgeführt. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse werden in Bezug auf den Vienna-Standard Mean Ocean Water (SMOW) und die $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse auf den Belemnit der kretazischen PeeDee-Formation (S Carolina) angegeben.

Die Kohlenstoffisotopenanalysen der Probenserie aus 2004 (71 Proben) wurden mit dem Massenspektrometer Finnigan MAT ConFlo III am Max-Planck-Institut für Biogeochemie Jena durchgeführt. Die Proben wurden in Zinnschiffchen eingewogen und verschlossen, anschließend verbrannt und danach das CO_2 im He-Gas transportiert und die Massen detektiert. Der zuvor ermittelte Kohlenstoffgehalt bestimmte die Probeneinwaage, die zwischen 1 und 5 mg (bzw. 5 und 1 % C) betrug. Die Standardisierung erfolgte mit IAEA-600 (Caffeine), Acetanilid und NBS22. Die Reproduzierbarkeit beträgt für $\delta^{13}\text{C} \pm 0,02 \text{ ‰}$ (Tab. 4).

Die Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopenanalysen der Probenserie aus 2005/06 (65 Proben) wurden mit einer Gasbench II, die an ein DELTAplusXL Massenspektrometer gekoppelt ist, am GeoForschungsZentrum Potsdam 2007 durchgeführt. Die Methode basiert auf dem Phosphorsäureaufschluß nach McCrea (1950). Die angewendete Messmethode verwendete die „continuous-flow“ isotope ratio mass spectrometric analysis für Karbonatminerale nach SPÖTL & VENNEMANN (2003). Die Proben wurden im Probenhalter auf 75 °C erwärmt, um eine effektive Reaktion zu gewährleisten. Die Messroutine mit der Gasbench beinhaltet eine Aufschlusszeit von 60 min. Die Standardisierung erfolgte mit den Standards: NBS19 (TS-Kalkstein, FRIEDMAN et al. (1982)), NBS18 (Karbonatit aus Norwegen, FRIEDMAN et al. (1982)) und IAEA-CO-1 (Carrara Marmor). Die Standardabweichung betrug $\delta^{13}\text{C} \pm 0,06 \text{ ‰}$ und für $\delta^{18}\text{O} \pm 0,08 \text{ ‰}$ (Tab. 4).

Die Bestimmung der Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopie der letzten Serie (60 Proben) erfolgte 2009 am Alfred-Wegener-Institut Bremerhaven. Die Karbonataufbereitung erfolgte hier mit einer Kiel II im „single-acid-bath“ Verfahren (100%-er H_3PO_4), welche mit einem Finnigan MAT 252 Massenspektrometer gekoppelt ist. Für die Standardisierung wurde NBS19 (TS-Kalkstein, FRIEDMAN et al. 1982) und der Solnhofener Plattenkalk (laborintern) verwendet. Die Standardabweichung beträgt für $\delta^{13}\text{C} \pm 0,10 \text{ ‰}$ und für $\delta^{18}\text{O} \pm 0,13 \text{ ‰}$ (Tab. 4).

Um die Daten vergleichen zu können, wurden 42 Proben in mehr als einem Labor bestimmt. Obwohl alle Standardisierungen über den SMOW und den VPDB durchgeführt worden sind, wurden Abweichungen der absoluten Isotopenverhältniswerte zwischen den Laboren beobachtet (Anhang Tafel 2). Die Ursache könnte in den laborintern unterschiedlich verwendeten Standards begründet liegen.

Tab. 4 Standardabweichung der Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopendaten vom MPI Jena, GFZ Potsdam und AWI Bremerhaven

Labor	$\delta^{13}\text{C}$ in ‰	$\delta^{18}\text{O}$ in ‰
MPI Jena	± 0.02	nicht bestimmt
GFZ Potsdam	± 0.06	± 0.08
AWI Bremerhaven	± 0.10	± 0.13

Der Differenzbetrag einer Probe zwischen zwei Laboren kann für die Sauerstoff-Isotopie 0 bis maximal 1,6 ‰ und für die Kohlenstoff-Isotopie 0 bis maximal 2,7 ‰ betragen (Anhang Tafel 2). Relative Trends der Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopenverhältnisse sind innerhalb einzelner Karbonathorizonte reproduzierbar und erscheinen teilweise systematisch (Anhang Tafel 2).

Doppelbestimmungen wurden nicht für alle Proben durchgeführt und leider wurde keine Probe in allen drei Laboren bestimmt. Eine einheitliche Fehlerbetrachtung ist auf dieser Basis nicht möglich. Die Abweichung der absoluten Werte muß jedoch berücksichtigt werden. Aus diesem Grunde wurde einerseits der mittlere empirische Fehler (Gleichung 3, GROßMANN 1969.) zwischen zwei Messreihen (zwei Laboren) ermittelt und andererseits der Mittelwert aus der Differenz aller doppelt bestimmter Proben. Der mittlere empirische Fehler beträgt $\pm 0,47$ ‰ für die Kohlenstoff-Isotopie und $\pm 0,75$ ‰ für die Sauerstoff-Isotopie aus den Messungen vom GFZ Potsdam und vom AWI Bremerhaven. Der mittlere empirische Fehler beträgt $\pm 0,58$ ‰ für die Kohlenstoff-Isotopie aus den Messungen vom AWI Bremerhaven und vom MPI Jena. Am MPI Jena wurde nur die Kohlenstoff-Isotopie bestimmt.

$$m = \pm \sqrt{\frac{\sum d^2}{2n}}$$

Gleichung 3

d- Differenz

n- Anzahl

Der Mittelwert aus der Differenz aller doppelt bestimmten Proben beträgt für die Kohlenstoff-Isotopie 0,47 ‰ und für die Sauerstoff-Isotopie 0,79 ‰. Da diese Werte vergleichbar sind mit den ermittelten empirischen Werten, wird ein Fehler von $\pm 0,5$ ‰ für die Kohlenstoff-Isotopie und $\pm 0,8$ ‰ für die Sauerstoff-Isotopie angenommen und dargestellt. Für die Einzelinterpretation der Detailprofile wurden nur die Daten aus jeweils einem Labor mit der dazugehörigen Standardabweichung verwendet.

2.10 Ar/Ar-Altersdatierung

Um einen korrekten zeitlichen Rahmen zu gewährleisten, war es notwendig, das Alter der bisher noch nicht datierten und stratigraphisch inkorrekt eingestuftten Bimsfallablagerungen und des Tahar Ignimbrits zu bestimmen. Zusätzlich wurden fünf widersprüchliche Alter überprüft.

Von acht Bimsproben (Tab. A4) wurde die Korngrößenfraktion 400-250 µm abgesiebt, um datierbare Mineralphasen bzw. Glasscherben abtrennen zu können. Als datierbare Mineralphase wurde Plagioklas ausgewählt. Biotit wurde gleichzeitig separiert, aber aufgrund seiner Alterationsanfälligkeit nicht verwendet. Engelmann (2002) testete die Biotite des Kizilkaya Ignimbrits mittels DEGAS-Methode, wobei diese Entgasungsspektren alterierter Biotite zeigten (persönliche Kommunikation). Glasscherben von drei vulkanischen Einheiten wurden zusätzlich für die Altersdatierung abgetrennt.

Die Mineral- bzw. Glasseparation erfolgte mittels Pinzette oder angefeuchtetem Pinsel unter dem Binokular. Die Proben wurden anschließend mit dem Ultraschallgerät SONOREX etwa 4 min gereinigt, in Probenflaschen abgefüllt und im März 2007 an das Ar-Ar-Labor der Universität Potsdam übergeben. Die Aufbereitung der Proben erfolgte im Rahmen der Diplomarbeit GRUBER (2008).

Die Proben wurden im Labor der Universität Potsdam in Alufolie eingepackt und in einen aus 99,999% Al bestehendem Probenhalter (Ø 20 mm, 60 mm Höhe) mit zwölf Ebenen platziert. Abschließend wurde der Probenhalter mit Cd-Folie (0,5 mm) umwickelt, um den thermischen langsamen Neutronenfluss zu unterbrechen.

Die Bestrahlung (Neutronenbeschuss) der Proben erfolgte am 22.04.08 im Reaktor des GKSS Forschungszentrums (Gesellschaft für Kernenergieverwertung in Schiffbau und Schifffahrt) in Geesthacht. Die Bestrahlung erfolgte über einen Zeitraum von 96 h, um genügend ^{39}Ar durch die Reaktion von $^{39}\text{K}(n, p)^{39}\text{Ar}$ zu produzieren.

Als Mineralstandard wurde Sanidin vom Fish Canyon Tuff (Colorado, USA) mit den Proben gleichzeitig bestrahlt. Der vom Japanischen Geological Survey mit 27,5 Mio. a datierte Sanidin (UTO et al. 1997, ISHIZUKA et al. 2002) dient der Bestimmung des J-Parameters, der den Neutronenfluss im Reaktor reflektiert.

Um Interferenzen von Ar-Isotopen durch Reaktionen von K und Ca in den Proben auszuschließen bzw. die primären Gehalte von K und Ca zu bestimmen, wurden zusätzlich K_2SO_4 - und CaF_2 -Kristalle bestrahlt.

Nach Abklingen der Strahlungsaktivität, was ca. einen Monat dauerte, wurden die Proben in das Ar-Ar-Labor der Universität Potsdam überführt. Im Mai 2009 bestand die Möglichkeit die $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Altersdatierungen durchzuführen. Die studentischen Hilfskräfte M. Koch und B. Mayer der FSU Jena haben die Altersdatierungen an der Universität Potsdam zum Großteil ausgeführt.

Von den Proben (Gläser und Plagioklase) wurden jeweils 5-8 Kristalle bzw. Scherben einer Probe gleichzeitig durch das Stufenheizverfahren entgast. Um die Genauigkeit der Ergebnisse zu gewährleisten, wurden meist 6-9 Aufheizzschritte verwendet. Die Glasprobe der ignimbritischen Einheit Oberer Uchisar (24-5_{Glas}) wurde leider in nur vier Schritten vollständig entgast. Zum Vergleich der Daten wurde an Einzelkristallen (Plagioklas) des Oberen und Unteren Uchisar auch der Totalaufschluss durch eine einmalige komplette Entgasung durchgeführt.

Zur Durchführung der Ar-Ar-Altersdatierung standen folgende Geräte zur Verfügung: (1) ein New Wave Gantry Dual Wave Laser Ablation System mit einem 50 W CO_2 -Laser (Wellenlänge 10,6 µm) zum Aufheizen und zur Gasextraktion, (2) eine Ultra-High-Vakuum Reinigungslinie mit Zr-Al-Getterpumpen (SAES) zur Reinigung des extrahierten Gases, und (3) ein Micromass 5400 Edelgasmassenspektrometer zur Messung von ^{40}Ar , ^{39}Ar , ^{38}Ar , ^{37}Ar und ^{36}Ar .

2.11 Bestimmung des Diatomeen- und Phytolithgehaltes

Die Bestimmung der Diatomeen und Gras-Phytolithe sollte Zusatzinformationen zur paläoökologischen Interpretation für das Zeitintervall im Obermiozän liefern. Es wurden 17 im Gelände als lakustrine Karbonate bzw. mergelige Pelite angesprochene Proben von Frau Dr. J. Fenner an der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe in Hannover auf ihren Diatomeen- und Phytolithgehalt untersucht. Zur Anreicherung der biogen kieseligen Komponenten wurden in einem ersten Arbeitsschritt die getrockneten und gewogenen Sedimentproben mit 30-40%iger Essigsäure (CH_3COOH) und 25-30%igem Wasserstoffperoxid (H_2O_2) bis zur vollständigen Reaktion gekocht, um so das Karbonat und die leichter löslichen organischen Bestandteile zu entfernen. Anschließend wurden mittels Atterberg Methode die Partikel $< 2 \mu\text{m}$ abgetrennt. Dies dient der Anreicherung der biogen kieseligen Komponenten in dem Aufbereitungsrückstand, da diese in ihrem Äquivalentdurchmesser der Siltfraktion entsprechen. Diese so gewonnenen Probenrückstände wurden in Zrax eingebettet (Brechungsindex: n.d. $\sim 1,7$, Lösungsmittel: Toluol).

Sechs Proben konnten bei der Aufbereitung vollständig disintegriert werden. Von diesen Proben wurde der Rückstand in einem definierten Volumen homogen suspendiert und aus einer definierten Teilmenge daraus quantitative Präparate hergestellt, die eine Bestimmung der Menge der jeweiligen Komponenten pro Gram Sediment zulassen.

Vier Proben, die reich an Diatomeen sind, sowie eine Probe, die reich an Phytolithen und Chrysophyceenzysten ist, wurden für Untersuchungen im Rasterelektronenmikroskop präpariert.

An allen Aufbereitungs-Rückständen wurden eine Schweretrennung in einer auf eine Dichte von 2.2 g/cm^3 eingestellten Natriumpolywolframatlösung durchgeführt, um die biogen kieseligen Komponenten weiter anzureichern.

Nachdem ein Horizont als äußerst diatomeenreich eingestuft wurde, wurde um weitere Proben seitens Dr. J. Fenner gebeten. Deshalb wurde beim Aufenthalt 2007 ein Intervall innerhalb einer Seeablagerung detaillierter beprobt.

3 Ergebnisse

3.1 Stratigraphie

Das Ziel der Geländearbeit war die Erfassung, Aufnahme und Beprobung pedogener Karbonate und der im Zusammenhang damit stehenden Paläoböden. Die einzelnen Member der Ürgüp Formation (Abb. 3) sollten infolge ihrer weiten Verbreitung ($>10.000 \text{ km}^2$) als stratigraphische Leithorizonte für die klima- und vegetationsrelevanten Untersuchungen dienen. Als Member wird jeweils ein vulkanisches Eruptionseignis zwischen zwei epiklastischen Sedimentintervallen definiert (VIERECK-GÖTTE et al. 2010). Die Stratigraphie wurde zur Vereinfachung in drei große Sedimentationsintervalle mit Unterintervallen gegliedert. Intervall 1 umfasst die ältesten Member Eneski bis zum Zelve Member (1a bis 1g, Anhang Profile 1). Das Intervall 2 umfasst das Zelve bis zum Cemilköy Member (2a bis 2d) und das Intervall 3 Cemilköy bis $<$ Kizilkaya Member (3a bis 3d, Anhang Profile 1).

Im Laufe der Geländearbeit und durch Literaturstudien stellte sich heraus, dass die Anzahl der Member, die Lage der Eruptionszentren und ihre Benennung trotz jahrzehntelanger Forschung teilweise widersprüchlich war (BEEKMANN 1966, PASQUARÈ 1968, SCHISCHWANI 1974, INNOCENTI et al. 1975, BESANG et al. 1977, TOPRAK et al. 1994, LE PENNEC et al. 1994 und 2005, MUES-SCHUMACHER & SCHUMACHER 1996, SCHUMACHER & MUES-SCHUMACHER 1996 und 1997, TEMEL et al. 1998 und MUES-SCHUMACHER et al. 2004). Diese Tatsachen begründeten eigene Untersuchungen zu einzelnen, stratigraphisch widersprüchlichen Einheiten bzw. singulären, verschiedentlich korrelierten Vorkommen.

Die daraus resultierenden Ergebnisse umfassen:

- 1) stratigraphische Neueinstufungen, z.B. des Sofular Ignimbrits (s.u.)
- 2) Identifikation und stratigraphische Einstufung unbenannter Bimsfallablagerungen, die nicht mit Ignimbriten/einzelnen Membern assoziiert sind (LEPETIT et al. 2007, VIERECK-GÖTTE et al. 2010 s.u.)
- 3) Die Unterteilung der Kavak Gruppe in vier einzelne Ignimbritfolgen (Unterer Göreme, Oberer Göreme, Unterer Uchisar und Oberer Uchisar)
- 4) Die Identifikation von zwei älteren Fließablagerungen im Liegenden der Kavak Gruppe, die als Güvercinlik und Eneski Member benannt wurden (LEPETIT et al. 2007, VIERECK-GÖTTE et al. 2010)
- 5) „Beseitigung“ des Valibaba Tepe Ignimbrits (ENGELMANN 2002)

Die wichtigsten Ergebnisse zur Vulkanostratigraphie, die im Zusammenhang mit dieser Arbeit stehen werden im folgenden dargestellt.

3.1.1 Geländearbeit zur Vulkanostratigraphie

Korrelation „Sofular Ignimbrit“

In der Ortschaft Sofular, ca. 10 km NE von Ürgüp, ist das lokal begrenzte Vorkommen eines in der Literatur kontrovers korrelierten Ignimbrits aufgeschlossen (Abb. 2e). Der Ignimbrit wurde als „Sofular Lentil“ von PASQUARÈ (1968) erstmals erwähnt. Die Namensgebung erfolgte wie üblich entsprechend der Lokalisierungsbezeichnung, an der eine Ortschaft in den

Ignimbrit gebaut wurde. Lakustrine und sekundäre Karbonat- und Bodenbildung im Liegenden des in der Vergangenheit unterschiedlich korrelierten „Sofular Ignimbrits bzw. *Lentils*“ (PASQUARÈ 1968, MUES-SCHUMACHER & SCHUMACHER 1996 und LE PENNEC et al. 1994) erforderten eine Klärung der stratigraphischen Korrelation. Die aktuellste Korrelation von LE PENNEC et al. (2005) mit dem Gördeles bzw. (Gelveri) Ignimbrit war infolge der vorhandenen Boden- und sekundären Karbonatbildung im klima- und vegetationsrelevanten Zeitintervall von besonderem Interesse.

Der Geländebefund zeigte lithologische Diskrepanzen zwischen dem „Sofular Ignimbrit“ und dem Gördeles Member. Der „Sofular Ignimbrit“ ist von einer 0,8 m mächtigen, gelben Lapilli Fallablagerung unterlagert, wohingegen das Gördeles Member keine basale Fallablagerung, sondern eine ca. 3 cm mächtige, weiße, kristallreiche Lapillilage in den meisten Aufschlüssen aufweist.

Zusätzlich wurden stratigraphische Geländebezüge beobachtet, die den „Sofular Ignimbrit“ älter einstufen als das Gördeles Member und sich demzufolge eine Korrelation mit diesem ausschloss. Als stratigraphischer Leithorizont diente das konglomeratisch-arenitische Salur Member (PASQUARÈ 1968), welches den „Sofular Ignimbrit“ am Aktepe in der Ortschaft Sofular überlagert. Geringmächtige Sedimentfolgen (10 m-Skala) sind zwischen dem „Sofular Ignimbrit“ und dem Salur Member zwischengeschaltet. Das Salur Member repräsentiert den Detritus des Tekke Dağ Basaltvulkanismus im Verbreitungsgebiet des „Sofular Ignimbrits“. Es wird stratigraphisch in das Liegende des Cemilköy Members und in das Hangende des Sarimaden Tepe Members eingestuft. Diese stratigraphische Position ist im Verbreitungsgebiet des „Sofular Ignimbrits“ östlich des Dorfes Aksalur (Cemilköy Ignimbrit auf Salur Member) und in einem neuen Straßenanschnitt NW von Aksalur am Topuz Dağ (Cemilköy Ignimbrit auf Topuz Dağ Lava, auf Salur Member auf Sofular Ignimbrit) aufgeschlossen (VIERECK-GOETTE et al. 2010). Auf diesem Geländebefund basierte die Hypothese, dass der „Sofular Ignimbrit“ mit dem stratigraphisch sich im Liegenden des Salur Members befindlichen Sarimaden Tepe Members zu korrelieren wäre. Das Sarimaden Tepe Member zeigt hinsichtlich der basalen Fallablagerung lithologische Übereinstimmung mit dem „Sofular Ignimbrit“. Die petrographische und geochemische Bearbeitung des „Sofular Ignimbrits“, des Sarimaden Tepe Members und des Gördeles Ignimbrits im Vergleich bestätigte diese Hypothese (GANSKOW 2006).

Der petrographische Vergleich zeigte, dass die Art und Menge der Haupteinsprenglingsphasen Plagioklas, Biotit und Oxide und die Akzessorien Amphibol und Klinopyroxen zwischen „Sofular Ignimbrit“ und Sarimaden Tepe Member übereinstimmen (Tab. 5).

Ergebnisse

Tab. 5 Vergleich petrographischer und geochemischer Daten der Member Sofular, Sarimaden Tepe und Gördeles (modifiziert aus VIERECK-GOETTE et al. 2010)

Hauptelemente	Sofular I.	Sarimaden Tepe M.	Gördeles M.
SiO ₂ [Gew. %]	73,3 - 74,4	72,6 - 73,6	68,6 - 71,4
TiO ₂ [Gew. %]	0,27 - 0,30	0,27 - 0,28	0,29 - 0,37
MgO [Gew. %]	0,59 - 0,80	0,34 - 0,95	0,87 - 2,01
Fe ₂ O _{3 (T)} [Gew. %]	1,81 - 2,40	1,71 - 1,97	2,40 - 3,18
CaO [Gew. %]	1,01 - 1,22	1,26 - 1,79	2,00 - 2,84
Spurenelemente			
Sr [ppm]	159 - 185	172 - 205	209 - 286
Ba [ppm]	760 - 827	835 - 925	611 - 645
Zr [ppm]	189 - 227	233 - 253	229 - 246
Pb [ppm]	15 - 19	16 - 18	22 - 28
Haupteinsprenglinge	Plag, Bio, Ox	Plag, Bio, Ox	Plag, Bio, Ox, cpx, Hornblende
Akzessorien	Hornblende, Cpx	Hornblende, Cpx	
An-Gehalt Plag	22-44	21-44	30-50

An - Anorthit, Plag - Plagioklas, Bio - Biotit, Ox - Oxide, Cpx – Klinopyroxen, (T)-Gesamteisen als 3-wertiges Eisen

Der An-Gehalt der Plagioklasse stimmte mit An₂₂₋₄₄ für den „Sofular Ignimbrit“ und An₂₁₋₄₄ für das Sarimaden Tepe Member ebenfalls sehr gut überein (Tab. 5). Das Gördeles Member enthält neben Plagioklas, Biotit und Oxiden zusätzlich Klinopyroxen und Hornblende als Haupteinsprenglinge. Der An-Gehalt des Plagioklas mit 30-50 weicht von An₂₂₋₄₄ des „Sofular Ignimbrits“ stärker ab.

Der „Sofular Ignimbrit“ und das Sarimaden Tepe Member stimmen in den Hauptelementoxiden (z.B. SiO₂, TiO₂ und MgO) und in ausgewählten Spurenelementen (z.B. Ba, Zr, Sr und Pb) gut überein (Tab. 5). Das Gördeles Member unterscheidet sich durch erhöhte bzw. erniedrigte Haupt- und Spurenelementkonzentrationen im Vergleich zum „Sofular Ignimbrit“. Die Gemeinsamkeiten und Unterschiede hinsichtlich des Mineralbestands und der Geochemie sind in Tab. 5 zusammengefasst. Die Fallablagerungen des „Sofular Ignimbrits“ und des Sarimaden Tepe Members stimmen zusätzlich sehr gut in den Haupt- und Spurenelementen überein (GANSKOW 2006).

Tahar Einheit

Die Geländearbeit konzentrierte sich auf das stratigraphische Intervall 3 (Cemilköy bis < Kizilkaya Member, Anhang Profile 1) im zentralen Bereich des Nevşehir Plateaus (Abb. 2), in dem vorrangig Boden- und pedogene Karbonatbildung auftreten. Die Profilaufnahmen an der W-Seite des Damsa Tals (z.B. bei Cemilköy, Taşkinpaşa, Orta Tepe, Anhang Tafel 1, Tab. A1) zeigten eine geringmächtige (2-10 m), distale Ausbildung einer ignimbritischen Ablagerung. In der Ortschaft Yeşilöz (früher Tahar), ca. 6 km östlich der W-Seite des Damsa Tals ist in dieser stratigraphischen Position eine multiple Fließeinheit mit Bims- und Lithoklastanreicherungszone mit ca. 70 m Mächtigkeit ausgebildet (Anhang Tafel 1, Tab. A1, LEPETIT et al. 2007). PASQUARÈ (1968) definierte diese Ausbildung in der Ortschaft Yeşilöz als Typlokalität für die Tahar Einheit. Die Charakterisierung der Tahar Einheit ist in PASQUARÈ (1968), LE PENNEC (1994) und TEMEL et al. (1998) unterschiedlich beschrieben, wobei sie in zwei Punkten übereinstimmen:

- 1) die Tahar Einheit hat eine kleinräumigere Verbreitung als alle anderen Ignimbrite der Ürgüp Formation (ca. 1.000 km²) und damit ein geringeres Eruptionsvolumen und
- 2) die Verbreitung wird bis nördlich des Tekke Dağ angegeben.

In der Diplomarbeit GANSKOW (2006) wurde der Beweis erbracht, dass der Ignimbrit bei Sofular mit dem Sarimaden Tepe Member identisch ist. LE PENNEC et al. (1994) korrelierten den Sofular mit dem Gördeles Ignimbrit und demzufolge den im liegenden Ignimbrit mit der Tahar Einheit. Die auf einer geringen Datengrundlage basierende geochemische Charakterisierung der Tahar Einheit von TEMEL et al. (1998) war nicht einheitlich hinsichtlich des Haupt- und Spurenelementgehalts (z.B. SiO₂, K₂O, Na₂O, Sr, Ni). Diese Korrelation der Tahar Einheit im Norden (Tekke Dağ) und im Westen (W-Seite des Damsa Tals) dieser faziell so variabel ausgebildeten Einheit erforderte eine Überprüfung. Erste eigene geochemische Untersuchungen zeigten eine einheitliche, geochemische Signatur zwischen Proben von der W-Seite des Damsa Tals und von der Typlokalität der Tahar Einheit bei Yeşilöz. Dieses Ergebnis initiierte weitere Untersuchungen, die letztlich in einer Diplomarbeit mündeten (GRUBER 2008). Ein zusätzlicher Aspekt war die Tatsache, dass die Tahar Einheit sowie das sich im Liegenden befindende Güzel Dere Member (benannt in VIERECK-GOETTE et al. 2010) bisher undatiert waren.

Die Besonderheit der Tahar Einheit besteht darin, dass sie sich aus multiplen Fließablagerungen zusammensetzt, der eine initiale Domkollapsphase voran ging. Geochemisch gehört die Tahar Einheit nicht zur Suite der K-reichen (2,5-6 Gew.-%), rhyolithischen Ignimbriteinheiten der Ürgüp Formation. Sie hat geringere K-Gehalte (< 2 Gew.-%) und ist mit 66-70 Gew.-% SiO₂, wie auch der Incesu Ignimbrit, ein Dazit (VIERECK-GOETTE et al. 2010, GRUBER 2008, LEPETIT et al. 2007). Die Tahar Einheit ist im Vergleich zu den anderen Members durch einen hohen Lithoklastenanteil gekennzeichnet, zählt aber noch zu den vitrischen Tuffen (LE MAITRE 1989). Die Mächtigkeitsverteilung der einzelnen Fließeinheiten und die Größenverteilung der Lithoklasten bestätigen das bisher vermutete Eruptionszentrum südöstlich der Ortschaft Yeşilöz in der Nähe des Hodul Dağ Vulkankomplex (TOPRAK et al. 1994, LE PENNEC et al. 1998, GRUBER 2008).

Korrelation der unbenannten Fallablagerungen

Im Intervall 3 (Anhang Profile 1, Abb. 3), im Zentrum des Nevşehir Plateaus, treten Bimslapillilagen auf, die nicht mit Ignimbriten assoziiert und bis auf LEPETIT et al. (2007) und VIERECK-GOETTE et al. (2010) nicht charakterisiert worden sind. TOPRAK et al. (1994) erwähnte die folgenden drei Vorkommen von individuellen Bimsfallablagerungen: 1) eine unbenannte Doppelbimslage bei Güzelöz, 2) den Tilköy Bimsfall und 3) den Karain Bimsfall und positionierte sie jeweils in ein stratigraphisches Intervall zwischen den zwei lokal anstehenden Ignimbritenhorizonten, jeweils der nächste im Liegenden und/oder im Hangenden (Abb. 3). Der Grund für die folgenden Untersuchungen war die Absicht, diese Bimslapillilagen als zusätzliche stratigraphische Leithorizonte für die Einstufung der pedogenen Karbonate zu nutzen. Außerdem wurde in der Doppelbimslage bei Güzelöz (benannt als Güzel Dere Member in VIERECK-GÖTTE et al. 2010) Boden- und pedogene Karbonatbildung beobachtet (s.Kap. 3.2.3), die zeitlich korrekt eingestuft werden sollte.

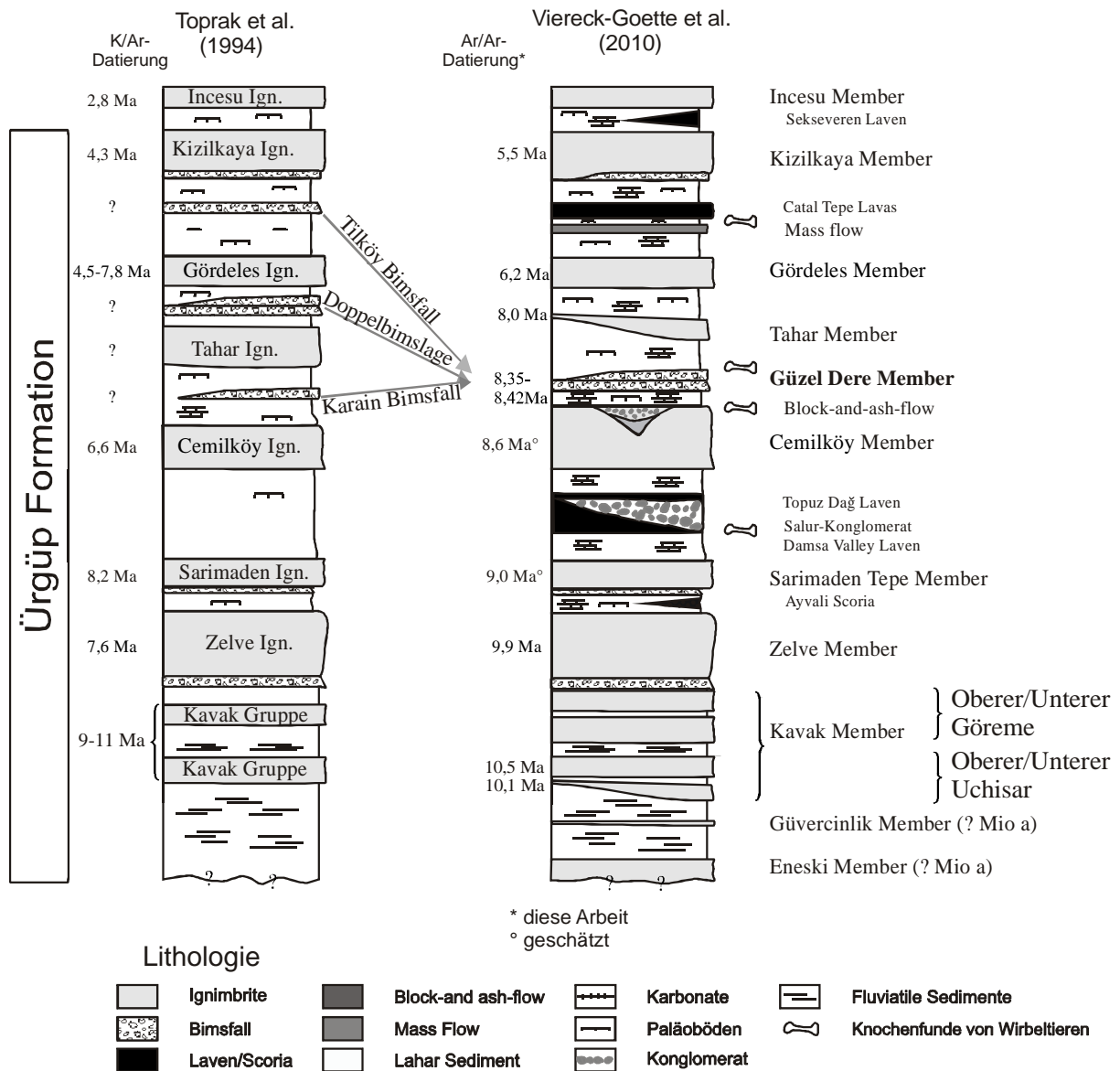


Abb. 3 Vergleich der Vulkanostratigraphie nach TOPRAK et al. (1994) und VIERECK-GOETTE et al. (2010), * unveröffentlichte Ar-Ar-Altersdatierungen, K-Ar-Datierungen nach Toprak et al. 1994, Cemilköy bis Incesu Member entsprechen Intervall 3

Die Geländebegehung zeigte, dass nicht nur bei Güzelöz, sondern auch an anderen Lokalitäten im Zentrum des Nevşehir Plateaus, z.B. bei Şahinefendi, Taşkinpaşa, Hayratsköşe Dere, Soğanlı, Karlık und Maziköy, eine Doppelbimslage aufgeschlossen ist (Anhang Tafel 1, Tab. A1). Die Mächtigkeit der oberen Lage schwankt sehr stark, was innerhalb kurzer Distanzen beobachtet werden konnte. Am Orta Tepe ist die obere Bimsfalllage einerseits mit 80 cm anstehend, andererseits in einigen m Entfernung von einer fluvialen Rinne komplett erodiert (Abb. 4).

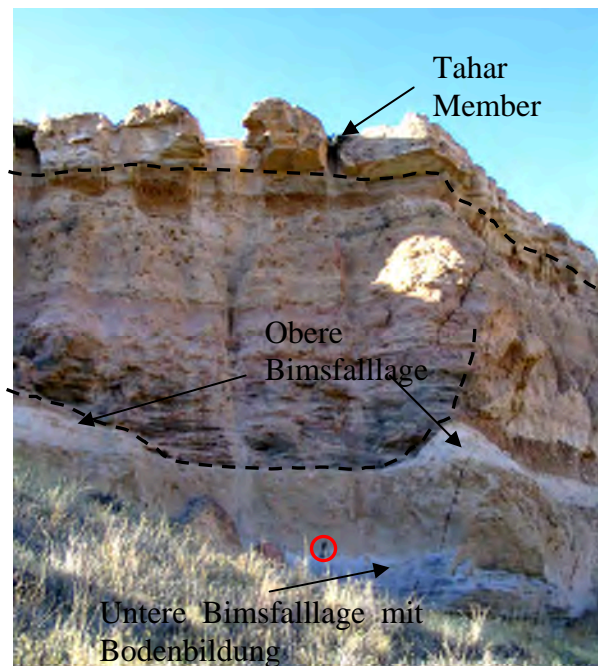


Abb. 4: Obere und Untere Bimsfallablagerung des Güzel Dere Member (benannt in VIERECK-GOETTE et al. 2010) an der S-Seite des Orta Tepe bei Şahinefendi, im Zentrum des Bildes mit erodierter Oberer Bimsfallage, roter Kreis um Hammer

Lithologische, mineralogische und geochemische Unterschiede existieren zwischen beiden Lagen des in VIERECK-GOETTE et al. (2010) benannten Güzel Dere Members (Doppelbimslage) bei Güzelöz. Lithologisch lassen sie sich in der Korngröße, der Gradierung, dem Anteil an lithischen Fragmenten und der internen Struktur unterscheiden. Mineralogisch unterscheiden sie sich in der Art und dem Gehalt ihrer Mineralparagenese, wobei Plagioklas, Biotit, Amphibol, Oxide, Klinopyroxen und Quarz in der unteren Bimsfallablagerung vertreten sind. In der oberen Lage fehlen Biotit, Klinopyroxen und Quarz.

Die untere Bimsfallablagerung zeigt die geochemischen Charakteristika eines K-reichen Rhyoliths mit interner Zonierung und die Obere Bimsfallablagerung die Charakteristika eines geringer differenzierten Dazits. Die beiden Lagen lassen sich nicht nur in ihren Hauptelementen (TiO_2 , MgO , Fe_2O_3 , P_2O_5 , K_2O), sondern auch in ihren Spurenelementkonzentrationen (Rb, Zr, Ni, Cu, Zn, V) unterscheiden (LEPETIT et al. 2007, VIERECK-GOETTE et al. 2010).

Die gute Übereinstimmung der lithologischen, mineralogischen und geochemischen Charakteristika der Doppelbimslagen an verschiedenen Lokalitäten führte zu dem Schluss, dass es sich um ein und dieselbe Doppellage handelt (LEPETIT et al. 2007, VIERECK-GOETTE et al. 2010).

Das im Liegenden des Kizilkaya Members beschriebene Vorkommen des Tilköy Bimsfalls (TOPRAK et al. 1994) bei Tilköy, ca. 10 km östlich von Derinkuyu, konnte ebenfalls neu eingestuft werden. Im Aufschluss konnte anstelle der bisher beschriebenen einen Bimsfallablagerung eine zweite reliktsch vorhandene (0-80 cm mächtig) im nördlichen Teil des Steinbruchs identifiziert werden, d.h. auch in Tilköy steht eine Doppelbimslage an (LEPETIT et al. 2007, VIERECK-GOETTE et al. 2010). Der geochemische und mineralogische Vergleich zeigte, dass sie identisch mit der bereits bekannten Doppelbimslage von Güzelöz, dem Güzel Dere Member, ist (VIERECK-GOETTE et al. 2010).

Position der Doppelbimslage

Die Doppelbimslage wurde im Bereich des Nevşehir Plateaus in vier unterschiedlichen stratigraphischen Positionen lokalisiert:

- 1) im Hangenden des Cemilköy und im Liegenden des Tahar Members (z.B. Orta Tepe bei Şahinefendi, bei Taşkinpaşa, im Tal des Hayratsköşe Dere, im Karaözü Tal (Karlik und Boyali), bei Soğanlı) in erosiv nicht intern modifizierten Profilen;
- 2) im Hangenden des Cemilköy und im Liegenden des Gördeles Members in Profilen, die interne erosionsbedingte Diskordanzen zeigen (z.B. bei Güzelöz, im Ayvalı Tal, SE der Ortschaft Araplı);
- 3) im Hangenden des Cemilköy Members (z.B. in Maziköy);
- 4) im Liegenden des Kizilkaya Members (z.B. in Tilköy).

Auf Grund des Geländebefundes sowie der geochemischen und lithologischen Übereinstimmung war es möglich, die stratigraphisch korrekte Position zu bestimmen, die sich zwischen dem Cemilköy und dem Tahar Member (Intervall 3a) befindet (Abb. 3). In VIERECK-GOETTE et al. (2010) wurde Güzel Dere Member als Name für die bisher unbenannte Doppelbimslage vorgeschlagen, obwohl den Autoren bewusst ist, dass die Typlokalität eine der unter Punkt 1 genannten Lokalitäten sein sollte, da sie dort vollständig und in der stratigraphisch korrekten Position auftritt.

Das Vorkommen des Güzel Dere Members in der Nähe von Karain im Gebiet des Karaözü Tals, z.B. bei Boyali oder Karlik, implizierte eine mögliche Korrelation zwischen dem Karain Bimsfall (TOPRAK et al. 1994) und dem Güzel Dere Member. In der Ortschaft Karain selbst ist keine Bimsfallablagerung aufgeschlossen, sondern es steht der Cemilköy Ignimbrit an. Bimsfallablagerungen wurden am Berg Ak Tepe ca. 1 km NW von Karain (Anhang Tafel 1), der ein lakustrines Ablagerungsmilieu im Hangenden des Cemilköy Members präsentiert, beobachtet. Mindestens drei Bimslapillilagen (in 1302 m, 1304 m und 1325 m Höhe), die teils karbonatisiert und silifiziert sind, stehen am Ak Tepe an. Diese Beobachtung stimmt mit denen in PASQUARÈ (1968) überein, der ebenfalls mehrere Lagen von Aschetuffen bzw. Tuffanden am Ak Tepe beschrieben hat. Geochemisch unterscheiden sich die drei Lagen vom Ak Tepe bei Karain. Im Vergleich mit dem Güzel Dere Member wäre die oberste Lage (1315 m) am ehesten mit der Unteren Bimsfalllage des Güzel Dere Members zu korrelieren und die Lage bei 1302 m mit der Oberen Lage des GDM (VIERECK-GOETTE et al. 2010). Diese inverse Lagerung wurde so interpretiert, dass es sich am Ak Tepe bei Karain um umgelagerte Bimslapillilagen handelt, die als Lieferquelle das Güzel Dere Member hatten (VIERECK-GOETTE et al. 2010).

3.1.2 Ar/Ar-Altersdatierung zur Vulkanostratigraphie

Für die $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Altersdatierung wurden 14 Mineral- bzw. Glaspräparate aus Bimsproben separiert (Tab. 6, Tab. A4). Die Altersspektren und Isochronendiagramme aller Proben sind im Anhang Altersdatierung dargestellt. Die Alter und ihre angegebenen Fehler (innerhalb 1σ) sind in Tab. 6 zusammengefasst. Für die Isochronenalter wurden in der Regel alle Inkremente, die für die Plateaubildung maßgeblich waren, verwendet. Eine Ausnahme wurde bei Probe 13-3 (Tahar Einheit) gemacht, da der angegebene Fehler (1σ) mehr als 10 % ausmacht. Bei dieser Probe wurden alle Aufheitzschritte zur Altersbestimmung einbezogen, um 1σ zu verringern. Für drei Einheiten (Zelve und Kizilkaya Member, Oberes Uchisar Member) wurden zum Vergleich das Glas- und Plagioklassepäparat zur Datierung heran gezogen (Tab. 6). Die Ergebnisse der Datierungen werden im folgenden vom stratigraphisch Jüngsten zum Ältesten präsentiert (Abb. 3).

Von der stratigraphisch jüngsten Probe, dem Kizilkaya Member, wurden jeweils vom Glas und Plagioklas Mehrkornpräparate datiert (BM-Val_{glas} und BM-Val_{Plag}, Tab. 6). Das Glaspräparat weist eine sehr gute Übereinstimmung zwischen Plateau- und Isochronenalter auf ($5,46 \pm 0,06$ bzw. $5,48 \pm 0,18$ Mio. a, Tab. 6). Das initiale $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnis des Glases liegt mit 292 ± 29 und einer Mittleren square weighted Abweichung (MSWD) von 0,4 im Bereich des atmosphärischen Wertes. Das Plagioklaspräparat zeigte größere Abweichungen zwischen beiden Altern und ein erhöhtes atmosphärisches initiales $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnis von 332 ± 20 , was für ein gestörtes Isotopensystem des Plagioklas spricht, d.h. für zusätzlichen Einbau von ^{40}Ar .

Aus dem Gördeles Member wurde ein Mehrkornpräparat des Glases (3-124) zur Altersdatierung genutzt. Plateau- und Isochronenalter ($6,22 \pm 0,1$ bzw. $6,22 \pm 0,04$, Tab. 6) stimmen sehr gut überein. Das initiale $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnis (der Isochrone) von 294 ± 8 liegt im Bereich des heutigen atmosphärischen $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisses von 295,5.

Aus dem Tahar Member (13-3, Mehrkornpräparat) wurde das Plagioklaspräparat datiert. Das Altersspektrum zeigt die Tendenz zu einer Sattelstruktur, die ein Plateaualter nur unter Vorbehalt ableiten lässt (Anhang Altersdatierung). Eine Sattelausbildung ist charakteristisch für ein gestörtes Isotopensystem. Das unter Vorbehalt ermittelte Plateaualter von $7,59 \pm 0,58$ Mio. a weicht um 0,42 Mio. a vom Isochronenalter ($7,97 \pm 0,59$) ab. Innerhalb des Fehlers (1σ) stimmen sie überein, allerdings ist der Fehler mit 0,58 bzw. 0,59 sehr groß (Tab. 6). Das initiale $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnis (der Isochrone) von 297 ± 1 ist geringfügig erhöht im Vergleich zu dem heutigen atmosphärischen $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnis von 295,5 (Tab. 6).

Aus der oberen Lage des Güzel Dere Members stand ein Plagioklas-Mehrkornpräparat (3-7) zur Datierung zur Verfügung. Das Altersspektrum zeigt einen stufenartigen Abstieg des freigesetzten ^{39}Ar über acht Aufheizschritte und den geringsten prozentualen Anteil von 35 % zur Plateaubildung (Anhang Altersdatierung). Das unter Vorbehalt ermittelte Plateaualter von $8,35 \pm 0,62$ Mio. a weicht um 1,11 Mio. a vom Isochronenalter ($7,26 \pm 1,36$) ab. Das Isochronenalter ist ebenfalls infolge des hohen 1σ Fehlers und des erhöhten initialen $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisses (der Isochrone) von 305 ± 12 kritisch zu bewerten (Tab. 6).

Aus der unteren Lage des Güzel Dere Members wurde ebenfalls Plagioklas datiert (3-12, Mehrkornpräparat). Das ermittelte Plateaualter beträgt $8,42 \pm 0,2$ Mio. a und das Isochronenalter $8,68 \pm 0,22$ Mio. a (Tab. 6, Anhang Altersdatierung). Beide stimmen innerhalb ihrer Fehler gut überein. Das Plateau ist in seiner Form und mit 80% Ar_{ges} ideal ausgebildet und auch das initiale $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnis liegt mit 295 ± 2 im Bereich des heutigen Werts von 295,5 (Tab. 6).

Aus dem Zelve Member wurden zwei Glaspräparate (weiß: 25-1w und transparent: 25-1t, Mehrkorn) und ein Plagioklaspräparat (25-1, Mehrkorn) zur Datierung verwendet. Für die Gläser wiesen die Altersspektren keine Plateaus auf (Anhang Altersdatierung). Im Falle des transparenten Glases wurden zu wenige Aufheizschritte verwendet. Die Isochronenalter beider Gläser sind fast identisch mit $8,34 \pm 0,07$ und $8,39 \pm 0,13$ Mio. a, bilden aber zu geringe initiale $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse und erhöhte MSWD (Tab. 6). Das Plateau- und Isochronenalter des Plagioklaspräparats ($9,90 \pm 0,15$ bzw. $10,07 \pm 0,32$ Mio. a, (Tab. 6) stimmt innerhalb seiner Fehler gut überein. Das Plateau ist gut ausgebildet und das initiale $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnis liegt mit seinem Fehler (284 ± 16) im Bereich des heutigen Werts von 295,5.

Aus dem Oberen Uchisar Member (24-5) standen ebenfalls Glas- und Plagioklaspräparate zur Verfügung. Das Glas wurde als Mehrkornpräparat in nur vier Aufheizschritten

aufgeschmolzen (Anhang Altersdatierung) und ergab ein Plateaualter von $7,32 \pm 0,09$ Mio. a (Tab. 6). Das ermittelte Isochronenalter ($7,47 \pm 0,27$ Mio. a) basiert nur auf zwei Schritten, weshalb es sehr gut mit dem initialen $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnis übereinstimmt. Das Plagioklaspräparat des Oberen Uchisar Ignimbrits wurde durch Totalaufschluss (Einzelkorn) und durch das Stufenheizverfahren (Mehrkorn) datiert. Das Stufenheizverfahren ergab ein Plateaualter von $10,53 \pm 0,15$ Mio. a und ein abweichendes Isochronenalter von $9,72 \pm 0,31$ Mio. a (Tab. 6). Das initiale $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnis ist mit 313 ± 6 erhöht im Vergleich zu dem initialen Wert von 295,5. Das Totalaufschlussalter ergibt $10,24 \pm 0,24$ Mio. a.

Aus dem Unteren Uchisar Member (24-3) wurde nur Plagioklas zur Datierung verwendet. Das Plagioklaspräparat des Unteren Uchisar Members wurde ebenfalls im Totalaufschluss (Einzelkorn) und durch das Stufenheizverfahren (Mehrkorn) datiert. Das Stufenheizverfahren ergab kein auswertbares Plateaualter, aber ein Isochronenalter von $10,10 \pm 0,18$ Mio. a (Tab. 6) mit einer hohen MSWD von 4,25. Das initiale $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnis ist mit $293 \pm 0,4$ geringfügig erniedrigt im Vergleich zu dem initialen Wert von 295,5. Das Totalaufschlussalter ergibt $9,94 \pm 0,16$ Mio. a.

Tab. 6 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen ausgewählter Einheiten der kapadokischen Tephraerie

Probe	Stratigraphische Einheit	Material	Präparat	Gesamtgasalter (Mio a) $\pm 1\sigma$	Ischronenalter (Mio a) $\pm 1\sigma$	Plateaualter (Mio a) $\pm 1\sigma$	Plateaualter/Aufheizschritte	P-Alter $\%^{39}\text{Ar}_{\text{ges}}$	T isochron $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_{\text{ini}}$	MSWD
BM-Val	Kizilkaya	Glas	Mehrkorn	4,73 \pm 0,11	5,48 \pm 0,18	5,46 \pm 0,06	3/6	80	292 \pm 29	0,4
BM-Val	Kizilkaya	Plag	Mehrkorn	6,61 \pm 0,24	5,70 \pm 0,42	6,52 \pm 0,19	6/8	94	332 \pm 20	1,2
3-124	Gördeles	Glas	Mehrkorn	6,29 \pm 0,06	6,22 \pm 0,10	6,22 \pm 0,04	4/6	83	294 \pm 8	1,9
13-3	Tahar	Plag	Mehrkorn	9,60 \pm 0,62	7,97 \pm 0,59 (8)	7,59 \pm 0,58	5/8	73	297 \pm 1 (8)	2,1
3-7	Oberes GDM	Plag	Mehrkorn	8,31 \pm 0,36	7,26 \pm 1,36	8,35 \pm 0,62	4/8	35	305 \pm 12	1,0
3-12	Unteres GDM	Plag	Mehrkorn	7,95 \pm 0,25	8,68 \pm 0,22	8,42 \pm 0,20	6/8	80	295 \pm 2	1,5
25-1w	Zelve	Glas	Mehrkorn	3,48 \pm 0,09	8,34 \pm 0,07 (8)	Kein Plateau	-/8	-	281 \pm 0,1	11,1
25-1t	Zelve	Glas	Mehrkorn	7,14 \pm 0,12	8,39 \pm 0,13	Kein Plateau	-/4	-	290 \pm 0,4	8,5
25-1	Zelve	Plag	Mehrkorn	10,00 \pm 0,20	10,07 \pm 0,32	9,90 \pm 0,15	4/8	70	284 \pm 16	0,96
24-5	Oberer Uchisar	Glas	Mehrkorn	5,07 \pm 0,08	7,47 \pm 0,27	7,32 \pm 0,09	2/4	65	295 \pm 1	0
24-5	Oberer Uchisar	Plag	Mehrkorn	14,92 \pm 0,22	9,72 \pm 0,31	10,53 \pm 0,15	5/9	89	313 \pm 6	0,9
24-5	Oberer Uchisar	Plag	Einzelkorn	10,24 \pm 0,24	-	-	Totalaufschluss	-	-	-
24-3	Unterer Uchisar	Plag	Mehrkorn	10,50 \pm 0,19	10,10 \pm 0,18	Kein Plateau	-/9	-	293 \pm 0,4	4,3
24-3	Unterer Uchisar	Plag	Einzelkorn	9,94 \pm 0,16	-	-	Totalaufschluss	-	-	-

Abkürzungen: Plag – Plagioklas, P-Alter – Plateaualter, MSWD – Mean square weighted deviation

3.1.3 Interpretation zur Altersdatierung

Für einzelne Pyroklastika der Ürgüp Formation existierten keine Altersdatierungen (Tahar Member, GDM) und für einige Einheiten K/Ar-Alter (z.B. Gördeles, Zelve und Kizilkaya Member), die für identische Einheiten um 1-4 Mio. a variierten (Tab. 7, VIERECK-GOETTE et al. 2010). Altersdatierungen waren notwendig, um das bearbeitete Intervall zeitlich korrekt einordnen zu können.

Bisherige K-Ar-Alter basierten auf Biotit- bzw. Gesamtgesteinsanalysen. Diese $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen wurden bewusst nicht an Biotit durchgeführt, da Engelmann (pers. Kommunikation, 2002) mittels DEGAS-Untersuchungen nachwies, dass die polarisationsmikroskopisch nicht auffälligen Biotite Alterationscharakteristika zeigten. Diese Aussage wurde bestätigt durch JAFFEY et al. (2004), der die auffällige Diskrepanz zwischen Plagioklasaltern und Biotitaltern von Tuffen und primär Laven in der Sultansazlığı Ebene (Abb. 2) untersuchte. JAFFEY et al. (2004) führte ebenfalls Alterationserscheinungen der Biotite als Ursache für diese Diskrepanz an. Die Alterationserscheinungen wurden ebenfalls durch Entgasungsexperimente nachgewiesen.

Der Vergleich zwischen Plagioklas- und Glasaltern derselben Einheit zeigte für die Gläser jüngere Alter als für die Plagioklase, was mit der höheren Schließungstemperatur des Plagioklas zusammenhängt. Die Glas- und Plagioklasaltersbestimmungen resultierten jedoch nicht in zwei konsistenten Datensätzen mit systematisch unterschiedlichen Altern. Es wurde daher jeweils das analytisch qualitativ beste Ergebnis als signifikante Zeitmarke gewählt. Ein Vorteil der $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Methode gegenüber der K-Ar-Methode begründet sich in der Einschätzbarkeit der Qualität der erstellten Daten. Nach MCDOUGALL & HARRISON (1999) sind folgende Kriterien zur Einschätzung der Qualität einer $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierung zu überprüfen:

- 1) Übereinstimmung der Plateau- und Isochronenalter
- 2) geringer Fehler ($1\sigma < 1$)
- 3) ideale Plateauausbildung (mindestens drei Schritte) mit $> 50\%$ kumulativem ^{39}Ar
- 4) initiales atmosphärisches $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnis der Isochrone von 295,5.

Eine Übereinstimmung zwischen Plateau- und Isochronenalter zeugt von einem homogenen Mineralpräparat. Inhomogene bzw. gestörte Isotopensysteme in Kristallen bzw. Gläsern erzeugen entweder keine Plateualter und/oder Sattel- oder Stufenform der Plateaus, was auf randliche Veränderungen hinweist. Ideale, ungestörte Altersspektren zeigen sowohl bei geringen als auch bei hohen Temperaturen ein identisches Alter an (Plateualter). Initiale, atmosphärische $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisse, die kleiner 295,5 sind, zeigen eine Abfuhr von radiogenem ^{40}Ar aus der Probe an. Werte, die größer als 295,5 sind, zeigen die Präsenz von zugeführtem ^{40}Ar an (MCDOUGALL & HARRISON 1999).

Die Glasprobe des Kizilkaya Members (BM-Val), die Glasprobe des Gördeles Members (3-124) und die Plagioklasprobe des Unteren Güzel Dere Members (3-12) genügen vollständig diesen Kriterien (Tab. 6).

Die Ignimbrite der Ürgüp Formation stufen Autoren wie TOPRAK et al. (1994) und MUES-SCHUAMCHER & SCHUMACHER (1996) in die pliozäne-miozäne Epoche (4,3 bis ca. 11 Mio. a, K-Ar-Alter) ein. Das pliozäne Alter basiert auf K-Ar-Datierungen des jüngsten zur Ürgüp Formation gehörenden Kizilkaya Members von Schumacher et al. (1992) bzw. Mues-Schumacher & Schumacher (1996) (Tab. 7). Das neue analytisch hochqualitativ ermittelte $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter von $5,46 \pm 0,06$ Mio. a für das Kizilkaya Member (BM-Val, Tab. 6)

verschiebt die Bildung der Ürgüp Formation komplett in das Obermiozän. Das ermittelte $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter von $5,46 \pm 0,06$ Mio. a stimmt mit K-Ar-Datierungen von $5,4 \pm 1,1$ Mio. a (Biotit, INNOCENTI et al., 1975) und $5,5 \pm 0,2$ Mio. a (Biotit, BESANG et al., 1977, Tab. 7) überein. JAFFEY et al. (2004), der erste $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen veröffentlichte, ermittelte $5,76 \pm 0,11$ Mio. a anhand von Plagioklas, was auf eine erhöhte Schließungstemperatur im Vergleich zum Glas zurückgeführt werden kann. Das in dieser Arbeit ermittelte Isochronenalter von $5,70 \pm 0,42$ Mio. a des Plagioklases stimmt innerhalb seiner Fehler mit dem Alter von JAFFEY et al. (2004) überein, variiert aber um 0,8 Mio. a zum Plateaualter. Das ermittelte Plagioklasalter ist qualitativ nicht so hochwertig wie das Glasalter (s.o., Anhang Altersdatierung, Tab. 6), weshalb das signifikantere Glasalter als Zeitmarke benutzt wird (Tab. 7). Durch die Verschiebung der Ürgüp Formation in das Obermiozän erhöht sich die Zeit für die tektonische Entwicklung zwischen dem Kizilkaya und dem Incesu Member.

Für das Gördeles Member existierten zwei K-Ar-Alter in der Literatur (Tab. 7), die um 3,8 Mio. a variierten. Das qualitativ hochwertige $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter von $6,22 \pm 0,04$ Mio. a (Glaspräparat) liegt zwischen den beiden K-Ar-Altern (Tab. 7) und dient als neue Zeitmarke.

Die Tahar Einheit war bisher undatiert. Das Plagioklaspräparat zeigte kein ideales Plateaualter (Sattelstruktur) und nur ein innerhalb des Fehlers übereinstimmendes Isochronenalter (Tab. 6, Anhang Altersdatierung). Die Sattelform des Altersspektrums verweist auf zusätzliches ^{40}Ar im Isotopensystem. Das Isochronenalter, berechnet aus allen Aufheischritten, zeigt ein gutes atmosphärisches $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnis (297 ± 1), weshalb das Isochronenalter von $7,97 \pm 0,59$ Mio. a für die Tahar Einheit akzeptiert wird (Tab. 7).

Das Altersspektrum des Oberen Güzel Dere Members (OGDM) zeigt ein gestörtes Isotopensystem, was sich auch in der großen Diskrepanz zwischen Plateau- und Isochronenalter widerspiegelt. Das Isochronenalter ($7,26 \pm 1,36$ Mio. a) wäre jünger als das der Tahar Einheit ($7,97 \pm 0,59$ Mio. a). Der Geländebezug positioniert die Obere Lage des Güzel Dere Members jedoch eindeutig zwischen Tahar Einheit und Unterem Güzel Dere Member, weshalb das qualitativ geringwertige Plateaualter von $8,35 \pm 0,62$ Mio. a zur Alterseinstufung verwendet wird.

Im Gegensatz zum OGDM zeigte das Altersspektrum des Unteren Güzel Dere Members (UGDM) ein ideal ausgebildetes Plateau und ein innerhalb des geringen Fehlers ($1\sigma = 0,2$) übereinstimmendes Isochronenalter, weshalb das Plateaualter von $8,42 \pm 0,2$ Mio. a verwendet wird, was gleichzeitig als Basis für das OGDM fungiert.

Die Altersspektren der Gläser des Zelve Members konnten infolge der geringen Qualität nicht interpretiert werden. Das exzellente Plagioklasalter von $9,90 \pm 0,15$ Mio. a des Zelve Members widerspricht einerseits dem K-Ar-Alter von 7,6 Mio. a nach MUES-SCHUMACHER & SCHUMACHER (1996), andererseits löst es dadurch die Diskrepanz, die für das bisher älter datierte Sarimaden Tepe Member (8,5 Mio. a, INNOCENTI et al. 1975) existierte. Die Altersbeziehung im Gelände ist eindeutig belegt (Abb. 3) und wird durch das ermittelte $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter bestätigt.

Plateau- und Isochronenalter des Oberen Uchisar Members (zweitälteste Ignimbritfolge der Kavak Gruppe) des Glaspräparates stimmen gut überein, aber das sehr jung datierte Glas ($7,32 \pm 0,09$ Mio. a) wurde in nur vier Schritten aufgeschmolzen, was für eine qualitativ hochwertige Analyse nicht ausreichend ist (Anhang Altersdatierung, Tab. 6). Das daraus resultierende Isochronenalter ($7,47 \pm 0,27$ Mio. a) basiert ebenfalls nur auf diesen zwei Schritten, weshalb es nicht als zuverlässig betrachtet wird. Bisher veröffentlichte Alter variieren von 6,9 bis 11,2 Mio. a mit der Tendenz zu 9-11 Mio. a der Kavak Gruppe (Tab. 7).

Das Plagioklaspräparat ergab ein qualitativ gutes Plateaualter von $10,53 \pm 0,15$ Mio. a. Das Plateaualter ist qualitativ besser als das ermittelte Isochronenalter ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$: 313 ± 6). Das Totalaufschlussalter ($10,24 \pm 0,24$ Mio. a) bestätigt im Rahmen seines Fehlers das ermittelte Plateaualter. Für das Obere Uchisar Member wird das qualitativ besser einschätzbare Plateaualter von $10,53 \pm 0,15$ Mio. a des Plagioklas als Alter verwendet (Tab. 7).

Das Plagioklaspräparat des Unteren Uchisar Members (24-3) zeigt trotz neun Aufheizschritte keine ideale Plateauausbildung (Anhang Altersdatierung). Das Isochronenalter ($10,10 \pm 0,18$ Mio. a) ist mit dem initialen $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnis von $293 \pm 0,4$ nur geringfügig erniedrigt im Vergleich zum initialen Verhältnis (295,5). Die MSWD (4,3) ist sehr hoch im Vergleich zu den anderen Datierungen. Das Totalaufschlussalter ($9,94 \pm 0,16$ Mio. a) bestätigt im Rahmen seines Fehlers das Isochronenalter. Beide qualitativ geringwertigen Alter sind zu niedrig, wenn der Geländebefund berücksichtigt wird, da das Untere Uchisar Member älter als das Obere Uchisar Member sein sollte.

Die aktuellen $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Altersdatierungen (Tab. 7) bilden den zeitlichen Rahmen für die nachfolgenden ökosystemaren Untersuchungen. Die $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen verschieben das komplette Intervall der Ignimbrite um ca. 1-2 Mio. a in das Obermiozän. Diese Ergebnisse erfordern nun neue Datierungen des Cemilköy und Sarimaden Tepe Members. Die bisher einzigen veröffentlichten Alter des Cemilköy Members von 6,5 bzw. 6,8 Mio. a (Tab. 7, MUES-SCHUMACHER & SCHUMACHER 1996) passen nicht in das Intervall zwischen 8,4 und 9,9 Mio. a. Das gleiche gilt für das Sarimaden Tepe Member, welches bisher mit 8,5 Mio. a datiert wurde (INNOCENTI et al. 1975).

LEPENNEC et al. (2005) schlägt unter Berücksichtigung bekannter Faunenalter oberhalb des Cemilköy Members bei Karain (PASQUARE 1968, SICKENBERG et al. 1975, SEN et al. 1998) eine Altersspanne zwischen 7.6-8.4 Mio. a für das Cemilköy Member vor. Für das Cemilköy Member wird im Rahmen dieser Arbeit ein Alter von 8,6 Mio. a angenommen (Abb. 3).

Einheit*	Probe	Innocenti et al. 1975	Besang et al. 1977	Le Pennec et al. 1994	Mues-Schumacher & Schumacher 1996	Jaffey et al. 2004	Lepetit	Plateau- o. Iso- alter
		K/Ar	K/Ar	K/Ar	K/Ar	Ar/Ar	Ar/Ar	AM
Incesu		3,0 ± 0,1 2,8 ± 0,1 2,7 ± 0,1			2,8 ± 0,1			Glas
Kizilkaya	BM- Val	4,4 ± 0,1 5,4 ± 1,1	4,9 ± 0,2 5,5 ± 0,2	Bio Bio	4,3 ± 0,2 4,5 ± 0,2 4,3 ± 0,2 4,5 ± 0,2 4,0 ± 0,2	5,76 ± 1,1	5,46 ± 0,06	Glas P
Gördeles	3-124	7,8 ± 1,6		Bio			6,22 ± 0,04	Glas P
Tahar	13-3						7,97 ± 0,59	Plag I
Oberes GDM	3-7						8,35 ± 0,62	Plag P
Unteres GDM	3-12						8,42 ± 0,2 (8,6)	Plag P
Cemilköy					6,8 ± 0,2 6,5 ± 0,2			Ges Ges
Topuz Dağ Laven				7,0 ± 0,2 8,2 ± 0,2**	Ges Ges		(9,8)	
Damsa Laven		8,0 ± 1,6 8,2 ± 1,6		Bio Bio				
Sarımaden Tepe		8,5 ± 0,2		Bio				
Zelve	25-1				7,5 ± 0,2 7,7 ± 0,2 8,7 ± 0,2 9,2 ± 0,2 7,3 ± 0,2 6,9 ± 0,2		9,90 ± 0,15	Ges Ges Bio BioGes Ges P
Oberer Göreme		8,6 ± 1,7		Bio				
Unterer Göreme								
Oberer Uchisar	24-5						10,53 ± 0,15	Plag P
Unterer Uchisar	24-3						10,10 ± 0,18	Plag I
Güvercinlik								
Eneski								
Sofular		6,8 ± 1,4		Bio				

*aktuellster Stand der Stratigraphie nach VIERECK-GOETTE et al. 2010, ** aus TEMEL (1992), Alter fett gedruckt – qualitativ hochwertig, Alter normal gedruckt – qualitativ minderwertig, Alter in Klammern – geschätzt, Plag – Plagioklas, P – Plateaualter, I – Isochronenalter
AM – Analysiertes Material

3.2 Lithologie

Die Bodenbildung im Ürgüp Becken und dem Nevşehir Plateau erfolgte auf vulkaniklastischen und epiklastischen Sedimenten. Zu den Vulkaniklastika zählen die ignimbrischen Member, Fallablagerungen und Laven der Ürgüp Formation (Abb. 3). Zu den Epiklastika zählen lakustrine Karbonate und Diatomite, fluviatile Sandsteine und Konglomerate, ein auch als Leithorizont fungierender matrixgestützter Schuttstrom mit eckigen bis vorgerundeten Klasten (brekziös) und mehrere 10er m mächtige Abfolgen von Laharen. Die Verbreitung der Sedimente variiert von N nach S, wobei die lakustrinen Sedimente besonders dominant im N im Ürgüp Becken ausgebildet sind (Abb. 2). Im zentralen Bereich des Nevşehir Plateaus dominieren Laharabfolgen mit pedogener Überprägung inklusive pedogener Karbonatbildung (Abb. 2). Im Süden des Nevşehir Plateaus sind die einzelnen ignimbrischen Member der Ürgüp Formation nur durch geringmächtige, epiklastische Sedimente voneinander getrennt bzw. liegen direkt aufeinander (Anhang Tafel 3).

Bodenbildung wurde auf dem Nevşehir Plateau am häufigsten auf den Laharen, seltener auf den Bimsfallablagerungen und am seltensten auf den Ignimbriten sowie auf den lakustrinen und fluviatilen Sedimenten beobachtet (Tab. 8). Die Lithologie der Vulkaniklastika ist ausführlich in LEPETIT et al. (2007) und VIERECK-GOETTE et al. (2010) dokumentiert, so dass im Rahmen dieser Arbeit darauf verzichtet wird. Die für diese Arbeit wichtigsten Epiklastika werden im Folgenden beschrieben.

Tab. 8 Bodenbildung auf Vulkaniklastika und Epiklastika auf dem Nevşehir Plateau im Zeitintervall 2 und 3 (9,9-2,8 Mio. a), x - Bodenbildung, - - Bodenbildung nicht enthalten

Bodenbildung auf/Stratigraphie	Alter (Mio. a)	Lava	Ignimbrit	Unabhängige Fallablagerung	Lahar	Lakustrines Sediment	Fluviatiles Sediment
Incesu M.	2,8 ± 0,1 [§]	-	-	-	-	x	-
Kizilkaya M.	5,5 ± 0,1	-	-	-	x	-	(x)
Gördeles M.	6,2 ± 0,04	-	-	-	x	-	-
Tahar Member	8,0 ± 0,6	-	-	-	x	-	-
Oberes GDM	8,4 ± 0,6	-	-	x	-	-	-
Unteres GDM	8,4 ± 0,2	-	-	x	-	-	-
Cemilköy M.	8,6*	-	-	-	x	-	x
Sarimaden Tepe M.	9,8*	-	x	-	x	-	-
Zelve Member	9,9 ± 0,2	-	-	-	x	x	-

§-Mues-Schumacher & Schumacher (1996), M. – Member, *-geschätztes Alter, Alter fett gedruckt – qualitativ hochwertig, Alter normal gedruckt – qualitativ minderwertig, M – Member

3.2.1 Lakustrine Sedimente

Lakustrine Sedimente sind untergeordnet fast über das gesamte Intervall der Ürgüp Formation vertreten. Ihre räumliche Verbreitung variiert von N nach S. Sie sind dominant im N im Ürgüp Becken ausgebildet, seltener im zentralen Teil des Nevşehir Plateaus und wurden im S des Nevşehir Plateaus nicht beobachtet. Die am häufigsten auftretenden Sedimente sind Karbonate und Diatomite, die häufig miteinander wechsellagern bzw. innerhalb einer Abfolge eingeschaltet sind. Die höchste Mächtigkeit mit ca. 50 m wird am Ak Dağ (bei Zelve, Anhang Tafel 1) erreicht, wohingegen sonst durchschnittlich 2-10 m typisch sind. Die Geländebeobachtungen zeigen, dass im Gegensatz zu früheren Bearbeitern (PASQUARÈ 1968) mindestens vier Hauptperioden lakustriner Sedimentation, zwischen 1) dem ältesten, dem Eneski Member und dem ältesten der Kavak Gruppe, dem Unteren Uchisar Member, 2) dem Zelve und dem Sarimaden Tepe Member, 3) dem Gördeles und dem Kizilkaya Member und 4) zwischen dem Kizilkaya und dem Incesu Member unterschieden werden können. (Abb. 3, Tab. 9). Die lakustrinen Sedimente können in folgende vier Typen unterschieden werden (Anhang Tafel 4):

Typ 1: Diatomite, kreideweiß, mikritisch, dicht. Sie sind häufig im cm-Bereich geschichtet, oft plattig, teils in dünne Platten von 0,5 cm Stärke spaltbar und enthalten makro- und mikroskopisch keine mineralischen, vitrischen und lithischen Komponenten. Sie sind makroskopisch fossilfrei, mikroskopisch sind selten Ostrakoden und Conchostraken vertreten (Probe 3-103). Characeenzysten und Diatomeen der Gattungen *Epithemia*, *Cocconeis*, *Rhopalodia*, *Cymbella*, *Navicula*, *Surirella*, *Fragilaria* wurden von Dr. J. Fenner (BGR) nachgewiesen (Anhang Tafel 5 und 6).

Typ 2: ist weiß bis hell-hellbeige und bildet ungeschichtete, massive, dm-mächtige Bänke. Dieser Typ ist frei von mineralischen, vitrischen und lithischen Komponenten und makroskopischem und mikroskopischen Fossilinhalt. Die Grundmasse ist dicht und teilweise mikritisch durchsetzt, was die schwach positive Reaktion auf den HCl-Test erklärt. Die Untersuchungen auf biogen-kieselige Komponenten zeigte, dass dieser Typ Diatomeen in sehr geringen Anteilen enthält. Diese Proben wurden anhand dieses geringen Diatomeenschallengehaltes nicht als Diatomite eingestuft. Da die petrographischen Untersuchungen keine Hinweise auf Diatomeen zeigten, und sie nur in sehr geringen Anteilen nachgewiesen wurden, könnte dies auch auf stark verwittertes Probenmaterial zurückgeführt werden. Dieser Typ ähnelt dem Typ 1 bis auf seinen geringeren Diatomeenschallengehalt und unterscheidet sich meist nur durch seine massive Bankung.

Typ 3: Karbonat mit einer hellbeigen, ungeschichteten, massigen Grundmasse (mikritisch), die entweder fein verteilte, kleine Risse und Hohlräume (ca. 5 Vol.-%) oder komplett durchziehende, weit verzweigte größere Rissysteme (ca. 25 Vol.-%) enthält. Die Risse sind teils mit Calcit zementiert, teils unverfüllt. Wenn nur wenige Risse auftreten, ist das Karbonat sehr hart und splittrig; wenn viele Risse auftreten, ist es eher travertinartig. Dieser Typ zeigt makroskopisch keine Fossilien. Mineralische, vitrische und lithische Komponenten und Mn-dendriten sind teilweise enthalten.

Typ 4: Karbonat aus einer weißen, ungeschichteten, massigen Grundmasse (mikritisch) mit sehr hohem makroskopisch sichtbaren Fossilinhalt, der vor allem aus Süßwasserweichtieren, wie verschiedenen Spezies von Planorbis und hybriden und limneiden Schnecken, besteht. Mikroskopisch lassen sich Ostrakoden und Charaphyceen nachweisen. Dieser Karbonattyp weist eine geringe Porosität auf (1-5 Vol.-%) und enthält meist mehr als 5 Vol.-% an mineralischen, vitrischen und lithischen Komponenten und vereinzelt Mn-dendriten. In einer Probe wurden Pflanzenzellen beobachtet (Anhang Tafel 11). Dieser Typ bildet häufig die

oberste Lage lokal begrenzter Seesedimentfolgen und ist seltener als die Typen 1-3 in der gesamten Stratigraphie vertreten.

Alle Fossilienreste innerhalb der Karbonate indizieren Süßwasser- oder leicht salinare Umgebung. In vielen Karbonatlagen sind Chertkonkretionen zu beobachten, z.B. im Liegenden des Cemilköy Members am N-Hang des Topuz Dağ, zwischen dem Gördeles und dem Kizilkaya Member am Karşı Tepe, zwischen den zwei Lagen des GDM, sowie am Ak Dağ.

Dieser Befund widerspricht den bisherigen Annahmen eines einzigen mächtigen lakustrinen Karbonats, welches von Pasquarè (1968) am Kişla Dağ definiert wurde (LEPENNEC et al. 2005).

Tab. 9 Lakustrine (Typ 1-4) und fluviatile Sedimente auf dem Nevşehir Plateau im Zeitintervall 2 und 3, x- Vorkommen, - - kein Vorkommen

Lakustrine Sedimente/ Stratigraphische Einheit	Alter (Mio. a)	Typ 1 Diatomite	Typ 2 <i>Karbonate</i>	Typ 3 Karbonate	Typ 4 Karbonate	Fluviatile Sedimente
Incesu Member	2,8±0,1 [§]	(x)	-	x	x	x
Kizilkaya Member	5,5±0,1	-	x	x	x	x
Gördeles Member	6,2±0,04	-	-	-	-	x
Tahar Member	8,0±0,6	-	x	x	x	-
Oberes GDM	8,4±0,6	x	-	-	-	-
Unteres GDM	8,4±0,2	-	x	-	-	x
Cemilköy Member	(8,6)	-	x	-	x	-
Sarimaden Member	Tepe (9,8)	-	x	x	-	x
Zelve Member	9,9±0,2					

§-Mues-Schumacher & Schumacher (1996), Alter fett gedruckt – qualitativ hochwertig, Alter normal gedruckt – qualitativ minderwertig, Alter in Klammern – geschätzt, kursiv – Anteile an Diatomeen enthalten

3.2.2 Fluviatile Sedimente

Fluviatile Sedimente sind in dem Intervall 3 seltener vertreten als lakustrine. Sie weisen meist sehr geringe Mächtigkeiten (10-40 cm) auf, können aber auch bis zu 10er m mächtige Rinnenfüllungen bilden. Sie zeichnen sich durch ihre grauschwarze Färbung aus, die durch den hohen intermediär-mafischen Lithoklastenanteil bedingt ist. Bims ist erwartungsgemäß weniger vorhanden in den fluviatilen Sedimenten, da eine Abtrennung während des Transports erfolgen sollte aufgrund der Dichteunterschiede. Es handelt sich um horizontal, aber auch schräggeschichtete, gut sortierte, gering verfestigte Feinsandsteine (Litharenite) bis zu fein- bis mittelkörnigen Konglomeraten. Die Sandsteine treten häufiger auf als die Konglomerate. Die fluviatilen Sedimente treten singulär, aber auch zwischengeschaltet als Schüttungen in die lakustrinen Sedimente oder an der Basis vereinzelter Lahare auf.

3.2.3 Lahare

Lahare sind die im zentralen Teil des Nevşehir Plateaus am weitesten verbreiteten zwischengeschalteten Sedimente, die in 1-25 m mächtigen Abfolgen aus einzelnen dm- bis m-mächtigen Lagen bestehen (Anhang Tafel 3). Es gibt Sequenzen mit relativ vielen (> 10), geringmächtig aufeinanderfolgenden Laharen (dm) und Sequenzen mit weniger Einheiten dafür größeren Mächtigkeiten (> 1 m). Diese Änderung in der Sedimentationsfolge ist z.B. am Karşı Tepe zu beobachten (Anhang Tafel 1, Tab. A1), wo im Liegenden der Seeablagerung (Anhang Profile 8) ca. zwölf aufeinanderfolgende 40-60 cm mächtige Lahare sedimentiert sind und im Hangenden der Seeablagerung die Lahare zwischen 1-2 m mächtig sind.

Die Lahare sind im kompletten Intervall der Ürgüp Formation vertreten. Sie zeigen meist keinen internen Aufbau, sondern sind eher homogen, schlecht sortiert, haben eine siltig-feinsandige, poröse, hellgraue bis fahlbraune Matrix (Color Communication, Inc., 1997: 7,5–10YR 6/3-7/3) und enthalten kanten- bis angerundete Klasten des Grundgebirges und der effusiven Vulkanite in unterschiedlicher Größe (mm-cm) und Menge (1-25 Vol.-%). Kanten- bis angerundeter Bims ist ebenfalls in den Laharen in unterschiedlicher Größe (mm-cm) und Menge (1-25 Vol.-%) enthalten, teils weiß und frisch, teils mit rosa, grau bis grüngelben Verwitterungsfarben. Auffällig ist der charakteristische Bims des Cemilköy Members, der durchgängig bis zur Basis des Kizilkaya Members als Klast auftritt. In einigen wenigen Laharen treten Linsen variabler Ausdehnung (cm-dm) bzw. basal einzelne diskontinuierliche Bänder (cm) von Lithoklasten und/oder Bims auf. Die obere Begrenzung der Lahare ist meist eben und scharf. Die Basis der einzelnen Lahare ist ebenfalls eben.

3.2.4 Paläoböden

Paläoböden sind auf dem Nevşehir Plateau im Intervall 3 ausgebildet (Anhang Profile 1, Abb. 3). Die Paläoböden haben sich meist auf Laharen, vereinzelt auf pyroklastischen Membrern oder auf lakustrinen und fluviatilen Sedimenten (Tab. 8) entwickelt.

Tab. 10 Kennzeichen für Bodenbildung auf dem Nevşehir Plateau im Zeitintervall 2 und 3, x – vorhanden, (x) – schwach ausgebildet

Bodenmerkmal/ Stratigraphie	Alter (Mio. a)	Ver- braunung	Wurzeln	Karbonat- horizonte	Gips- mycele	Rot- färbung	Grün- färbung	Mn- Überzug	Gefüge- bildung
Incesu Member	2,8±0,1 [§]								
		x	x	x		x	x		
Kizilkaya M.	5,5±0,1								
		x	x.	x	x	x			(x)
Gördeles M.	6,2±0,04								
		x	x	x					x
Tahar Member	8,0±0,6								
		x	x	x					(x)
Oberes GDM	8,4±0,6			x					
		x	x						
Unteres GDM	8,4±0,2		Gänge						
		x	x	x				x	x
Cemilköy M.	(8,6)								
		x							x
Sarimaden Tepe M.	(9,8)								
			x			x	x		x
Zelve Member	9,9±0,2	x							

§-Mues-Schumacher & Schumacher (1996), Alter fett gedruckt – qualitativ hochwertig, Alter normal gedruckt – qualitativ minderwertiger, Alter in Klammern – geschätzt, M. – Member

Generell wurden nur gering ausgebildete Bodenmerkmale beobachtet. Als wichtigstes Indiz für die Bodenbildung wurde die Verbraunung der obersten 5 bis maximal 30 cm der sonst hellgrau-fahlbraunen Lahare gedeutet (Abb. 5). Verbraunung ist ein typischer bodenbildender Prozess, bei dem Fe^{2+} aus Fe-haltigen primären Mineralen wie Biotit, Amphibol und Augit im Laufe der Verwitterung freigesetzt wird, welches im Anschluß zu Fe^{3+} oxidiert und in braun gefärbte Eisenoxide eingebaut wird (z.B. Goethit). Gleichzeitig können aus der freigesetzten Kieselsäure und dem freigesetzten Aluminium Tonminerale wie Smektit, Illit oder Vermiculit gebildet werden, was zu einer Verlehmung führt (ZECH & HINTERMAIER-EHRHARD 2002). Verbraunung tritt innerhalb des Zeitintervalls 2 und 3 (Anhang Profile 1, Tab. 10) am häufigsten auf.

Als zweithäufigstes Merkmal wurde Gefügebildung beobachtet, welche nur in Form von schwach entwickelten Polyedergefügen bzw. angedeuteten, gesäulten Bodenaggregaten ausgebildet ist. Teilweise sind diese von Mn-Krusten überzogen.

In den meisten Paläoböden wurden Wurzelröhrenabdrücke identifiziert (s. Kap. 1.3, Tab. 10). Sie wurden in dem gesamten Intervall 2 und 3 beobachtet. Die Abdrücke der Wurzelröhren sind meist grauschwarz (Mn) bzw. weißgrau überzogen. Die Wurzelröhrenabdrücke sind meist zwischen 2 mm bis 1 cm breit und zwischen 1-10 cm lang. Runde Querschnitte wurden selten beobachtet. In einigen Böden sind cm-starke und dm-lange karbonatisierte Wurzelröhren (Rhizokonkretionen) erhalten.

Im Intervall 3 (Anhang Profile 1, Tab. 10) sind meist in Laharen in unterschiedlicher Tiefe sekundäre Karbonatanreicherungen bzw. karbonatisierte Horizonte (Bk-Horizont, US-Bodenklassifikation: Calcids, WRB: Calcisole) ausgebildet. Diese Horizonte sind pedogenen Ursprungs und gelten als dritthäufigstes Indiz für die Bodenbildung (Tab. 10).

Gips in Form von Mycelen ist in einem Boden im Liegenden des Kizilkaya Members und im OGDM an der Lokalität Güzelös (Anhang Tafel 1, Profile 2) angereichert.

Ein weiteres Merkmal der Bodenbildung eventuell auch ein klimatisches Indiz, ist die Rotfärbung der obersten cm der Lahare (rot 2,5 YR 5/6). Eine Rotfärbung tritt nur in den obersten maximal 30 cm des Lahars direkt im Liegenden des Kizilkaya Members und im Liegenden des Sarimaden Tepe Members auf.

Singulär wurden bis zu armstarke Grabgänge bzw. Wohnbauten von Nagetieren beobachtet.

Vergleyung wurde nur an einer Lokalität im Liegenden des Sarimaden Tepe Members beobachtet.

Die größte Variation an Bodenmerkmalen wie Rotfärbung, Durchwurzelung und Vergleyung wurde direkt im Liegenden des Sarimaden Tepe Members beobachtet, der vor ca. 9,8 Mio. a die Landschaft konservierte.

Das generelle Charakteristikum für Paläoböden, der scharfe horizontale Kontakt zum Hangenden und der graduelle Übergang zum Liegenden, bestätigte häufig zusätzlich die Ansprache einzelner Horizonte als Boden.

Interpretation Böden

Aus den beobachteten Bodenmerkmalen lässt sich folgendes zusammenfassen. Es handelt sich bei den Paläoböden auf dem Nevşehir Plateau hauptsächlich um Böden, die keine bzw. nur eine geringe Profilentwicklung erlebt haben. Sie sind damit den Entisolen bis Inceptisolen und – bei Ausbildung eines Bk-Horizontes – den Aridisolen (Calcids) nach der US-Bodenklassifikation (USDA 1999) bzw. den Regosolen bis Cambisolen und Calcisolen nach der World Reference Base (IUSS 2006) zuzuordnen. Infolge der kontinuierlichen Laharsedimentation wurde die Bodenbildung regelmäßig unterbrochen.

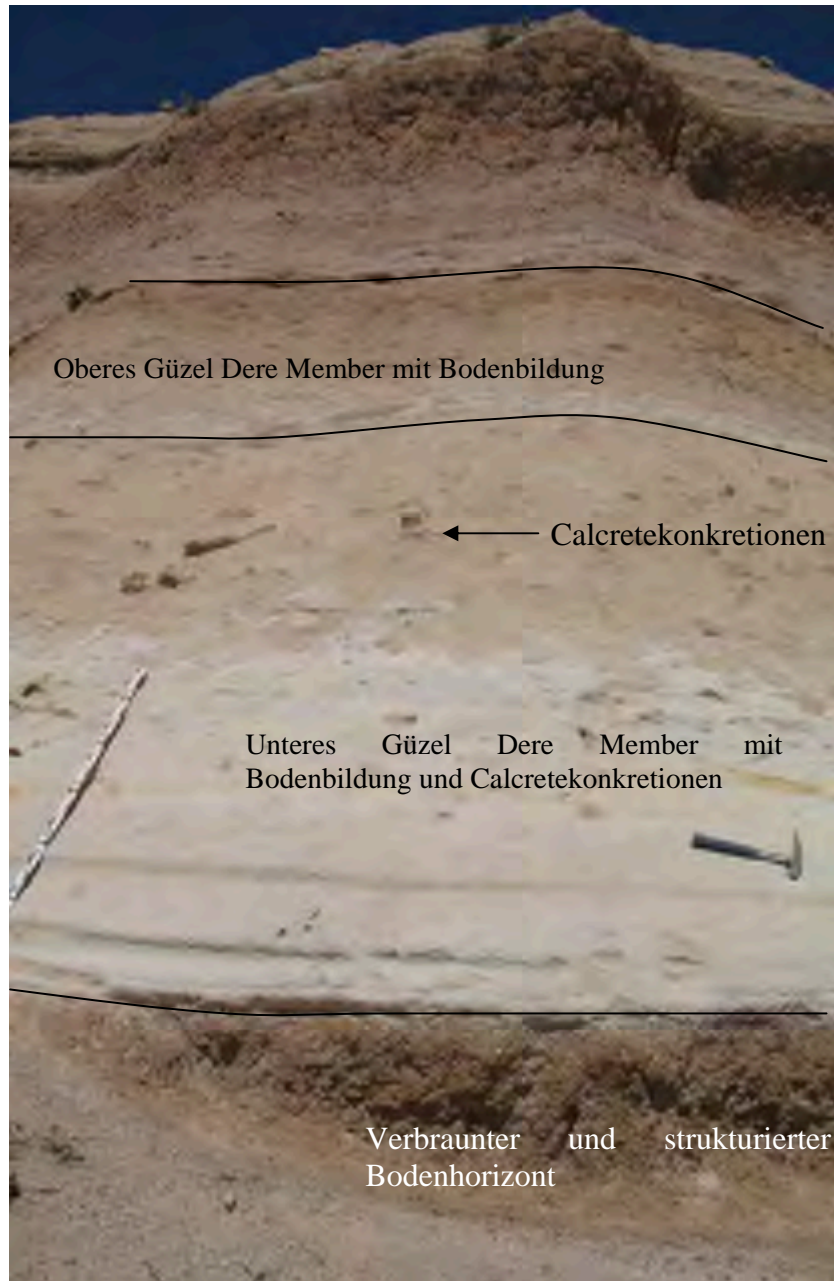


Abb. 5 Abfolge von verbrauchten und strukturierten Oberbodenhorizonten im Intervall 3a, im Liegenden und Hangenden des Güzel Dere Members, Lokalität 22 (Anhang Tafel 1)

3.2.5 Calcretes

Das Vorkommen der pedogenen Calcretes beschränkt sich auf das zentrale Nevşehir Plateau zwischen Mustafapaşa im N, Soğanlı im S, Mazıköy im W und Karlık im O (Anhang Tafel 1). Die pedogenen Karbonate sind stratigraphisch zwischen dem Cemilköy Member (9,0 Mio. a) bis oberhalb des Kizilkaya Members (< 5,5 Mio. a) im Intervall 3 ausgebildet (Abb. 3, Anhang Profile 1). Im Intervall 3c (6,2 - <5,5 Mio. a) sind die pedogenen Calcretes am häufigsten und mächtigsten entwickelt (Tab. 11). Die Mächtigkeiten einzelner Horizonte betragen in diesem Intervall bis zu 3,5 m. Die pedogenen Karbonate haben sich meist in den Laharen, seltener in fluviatilen Sedimenten und in Bimsfallablagerungen und ganz selten in Ignimbriten entwickelt. Einzelne Horizonte können nicht mehr als einige 100 m lateral verfolgt werden. In der gleichen stratigraphischen Position sind aber in einiger km Entfernung lithologisch vergleichbare pedogene Karbonathorizonte ausgebildet, so z.B. im Liegenden des Kizilkaya Members. Dieser Horizont kann von Şahinefendi im S bis zum Valibaba Tepe im N über ca. 25 km verfolgt werden (Abb. 2, Anhang Tafel 1).

Die Calcretes können anhand ihres Auftretens in unterschiedlichen Ausgangssubstraten in zwei Gruppen eingeteilt werden:

- a) unregelmäßige Konkretionen, komplex verzweigte säulig-wabenartige Strukturen bis hin zu massiv, lateral kontinuierlichen Horizonten in nicht geschichteten Laharen, Ignimbriten und Bimsfallablagerungen. Diese sind am häufigsten ausgebildet.
- b) säulig-wabenartige Strukturen mit subparallelen Signaturen in gut geschichteten fluviatilen Sedimentfolgen (Sandsteine und Konglomerate) oder als geringmächtige Einschaltungen dieser zwischen Laharen. Diese Ausbildung ist seltener vertreten.

Die morphologische Ausbildung aller Calcretes reicht vom Reifestadium I bis IV nach MACHETTE (1985) und NETTERBERG (1980), d.h. von karbonatischen Überzügen bzw. zementierten Rissen (I) über knollige Konkretionen (II), säulig-wabenartige Horizonte (III) bis hin zu massiven, m-mächtigen Bänken (IV, Anhang Tafel 7). Laminierte Oberflächen und breckzierte Horizonte, die den Reifestadien V und VI entsprechen, wurden innerhalb dieses stratigraphischen Intervalls nicht beobachtet. Der Abstand der Karbonathorizontoberfläche zur reliktschen Paläobodenoberfläche variiert zwischen 0 und 1 m.

Das Reifestadium I ist mit schwach karbonatisierten Horizonten bzw. Überzügen selten in dem Intervall 3 vertreten (Anhang Profile 1, Tafel 7). Das Reifestadium II zeichnet sich durch intern nicht strukturierte, knollige, harte Konkretionen (*Nodules* nach WIEDER & YALON (1982)) aus, die zwischen 4 und 30 cm groß sind. Diese Konkretionen grenzen sich scharf vom umgebenden Material ab und treten öfter als Stadium I, aber ebenfalls untergeordnet auf (Anhang Tafel 7). Die pedogenen Karbonate des Reifestadiums III kennzeichnen säulige, wurzelröhrenartige oder wabenartige Ausbildungen mit reliktschem Bodenmaterial. Diese lateral kontinuierlichen Horizonte variieren zwischen 0,5 – 3 m in ihrer Mächtigkeit und treten häufiger als die Reifestadien I und II auf. Die mächtigsten Ausbildungen des Stadiums III sind im Liegenden des Kizilkaya Members zu beobachten.

Die häufigste Ausbildung ist das Reifestadium IV, welches undurchlässige, sehr harte, massive, unlaminierte Karbonatbänke (Hardpans) ausbildet (Anhang Tafel 7). Die Mächtigkeit variiert zwischen 10 bis 150 cm bis auf wenige Ausnahmen, die Mächtigkeiten bis zu 340 cm aufweisen. Die Hardpans gehen zum Liegenden in wabenartige bis röhrenförmige Karbonate und Konkretionen über.

Ergebnisse

Tab. 11 Vorkommen der pedogenen Karbonate in der Stratigraphie und in verschiedenen Ausgangsmaterialien, mit Reifestadien I-IV nach MACHETTE (1985) und NETTERBERG (1980)

Karbonatbildung auf /Stratigraphie	Alter (Mio. a)	Lahar	Ignimbrit	Bimsfall-ablagerung	Fluviatiles Sediment
Incesu	2,8±0,1 [§]				
		I-II			
Kizilkaya	5,5±0,1				
		I-IV			
Gördeles	6,2±0,04				
		I-IV			IV
Tahar	8,0±0,6				
Oberes GDM	8,4±0,6			II-IV	
Unteres GDM	8,4±0,2				
		I-IV			III-IV
Cemilköy	(8,6)				
Sarimaden Tepe	(9,8)				
Zelve	9,9±0,2				

§-Mues-Schumacher & Schumacher (1996), Alter fett gedruckt – qualitativ hochwertig, Alter normal gedruckt – qualitativ minderwertig, Alter in Klammern – geschätzt

Die Calcretes spiegeln das Gefüge und die Lithologie ihres Ausgangssubstrates (Lahare, Ignimbrite, fluviatile Sedimente) wider. Sie setzen sich aus einer sehr feinkörnigen, gering porösen Grundmasse zusammen in der sich Bims, Lithoklasten und teilweise oval-runde tonige Aggregate befinden. Die Grundmasse ist karbonatisch und variiert in ihrer Farbe von hellgrauweiß über hellgrau zu hellbeige bis hellbraun. Die Festigkeit der Karbonate variiert zwischen sehr fest bzw. hart und mittelfest bis weich, wofür die Farbe ein Indiz ist. Die hellgrau-grauweißen Karbonate sind sehr fest, nicht porös, ausschließlich mit dem Hammer teilbar und nicht „absandend“. Die hellbraunen Karbonate sind weicher, poröser, teilweise mit der Hand zerteilbar und leicht bis stark „absandend“.

Der unterschiedliche Anteil an Bims- und Lithoklasten und Tonaggregaten lässt sie matrixarm und matrixreich erscheinen, wobei häufig die sehr festen Karbonate matrixarm sind. Die Farbe des Bims ist meist weiß, aber häufig tritt auch grauschwarzer, seltener gelbbrauner Bims auf. Diese Farben sind durch Verwitterung verursachte Sekundärfarben. Der Bims ist kantengerundet bis gerundet und variiert in Menge (1-30 Vol.-%) und Größe (0,2-5 cm, Anhang Tab. A5). Die Lithoklasten sind eckig bis angerundet und meistens grauschwarzer Farbe, selten dunkelrotbraun. Sie variieren ebenfalls in Menge (1-40 Vol.-%) und Größe (0,1-4 cm). In einigen wenigen Karbonaten wurden Cutane um die Lithoklasten und den Bims beobachtet. Mehr als die Hälfte der untersuchten Karbonate enthält braune, oval-runde Tonpeds, die bis zu 1 cm groß sind (Anhang Tab.A5).

Die meisten Karbonate enthalten hellgrau oder dunkelgrau überzogene Wurzelabdrücke. Querschnitte dieser Wurzelröhren zeigen meist offene Kanäle, die eine scheinbare Porosität vortäuschen. Die Wurzelabdrücke sind meist 1-2 mm breit und 1-2 cm lang. Einige wenige beprobte cm-mächtige Wurzelröhren zeigen die gleichen Charakteristika wie die oben beschriebenen Ausbildungen. Ein Zusammenhang zwischen Reifestadium und dem Gefüge konnte nicht hergestellt werden.

Beschreibungen von exemplarischen Einzelprofilen

Um Untersuchungen zu Variationen der Isotopie innerhalb einzelner Horizonte durchführen zu können, wurden drei Profile ausgewählt, an denen jeweils eine vertikale und horizontale Beprobung gleichzeitig erfolgen konnte. Es wurde ein Profil in primär unstratifiziertem Ausgangsmaterial (Lahar), ein Profil mit mehreren geringmächtigen, stratifizierten Karbonathorizonten und ein Profil mit einem 3,4 m mächtigen Karbonathorizont, welcher intern variiert ausgewählt. Diese drei Profile und die Position einer Konkretion werden im folgenden detaillierter beschrieben.

Singuläre Karbonatkonkretion

Am S-Hang des Karşı Tepe steht das Intervall 3c an (Anhang Profil 1, Profil 8). Ein Horizont mit singulären Karbonatkonkretionen befindet sich im obersten, überprägten Bereich des Gördeles Members. An dieser Lokalität scheint das Gördeles Member eine ca. 2 m tiefreichende Bodenbildung erlebt zu haben. Die obersten, nicht überprägten 2 – 3 m des Gördeles Members zeichnen sich durch kleine Entgasungskanäle (Durchmesser: 5 – 10 cm, Länge: 50 cm) und kopfgroße, gebänderte Bimse aus (> 20 – 50 cm), die aufgeschwommen sind. Die Bodenbildung wird durch den Farbwechsel vom typischen grau des Gördeles Members zu fahlbraun (10YR 6/3) angezeigt. Dieser Farbwechsel ist über einen Bereich von ca. 50 cm wellig ausgebildet. In ca. 1 m Tiefe von der Obergrenze des fahlbraunen Horizonts befindet sich ein ca. 2 cm mächtiges Karbonatband und 20 cm tiefer ein Horizont mit Karbonatkonkretionen. Geringe, nicht kontinuierliche Einschübe an Horizontierung ca. 20 cm unterhalb der Karbonatkonkretionen deuten auf mögliche kurze fluviatile Einschaltungen hin. Aus dem Bereich mit Karbonatkonkretionen wurde eine orientierte und eine nicht orientierte Karbonatkonkretion entnommen (Abb. 6). Es gibt keine Anzeichen von Wurzeln oder anderen Bodenmerkmalen.

Die Karbonatkonkretionen sind dem Reifestadium II zuzuordnen nach MACHETTE (1985) und NETTERBERG (1980). Sie sind intern nicht strukturiert, d.h. es handelt sich um *Nodules*. Sie sind hart, dicht und zwischen 15-23 cm groß. Ihre Form ist unregelmäßig längs-, aber auch horizontalgestreckt (Abb. 6). Die *Nodules* grenzen sich scharf vom umgebenden Material ab. Sie enthalten teilweise frischen weißen Bims, aber auch stark verwitterten Bims, der, wenn stark verwittert, tonige Aggregate hinterlässt.

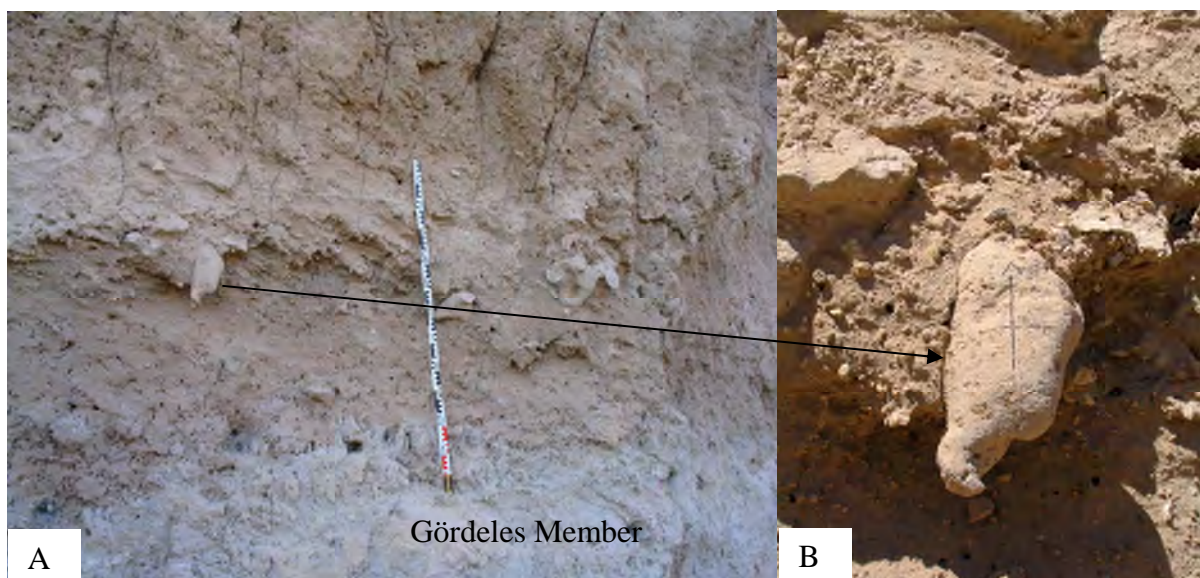


Abb. 6 A) Singuläre *Nodules* im Hangenden des Gördeles Members, B) *Nodule* (Probe 3-132) in ihrer Originallagerung

Profil 1 am Karşı Tepe (N38° 29.176 E34° 56.169)

Am Karşı Tepe ist das Intervall 3c aufgeschlossen (Anhang Tafel 1, Profile 1, Abb. 3). Dieses Intervall setzt sich vom Liegenden zum Hangenden wie folgt zusammen: Gördeles Member, eine ca. 6 m mächtige Laharabfolge mit ca. 12 initialen Bodenbildungen, ein 3 m mächtiger, matrixgestützter Schuttstrom mit kantengerundeten Vulkanitklasten, einer hier auskeilenden ca. 9 m-mächtigen Seeablagerung, erneut 20 m Lahare und das Kizilkaya Member (Anhang Profile 8). Die Lahare aus der ca. 20 m mächtigen Laharsequenz besitzen höhere Mächtigkeiten als unterhalb des Schuttstroms und weisen mehrere intensive pedogene Karbonatbildungen auf. Direkt im Hangenden der Seeablagerung wurde ein Detailprofil über fünf Paläobodenhorizonte mit pedogener Karbonatisierung aufgenommen und beprobt (Abb. 7).

Der oberste Paläoboden hat sich in einem graubraunen, siltig-feinsandigen Lahar (2 m) gebildet, der weißgrauen, gut bis kantengerundeten Bims (max. 8 cm, ca. 5 Vol.-%) und graue, kanten- und angerundete Lithoklasten (max. 7 cm, 1-5 Vol.-%) enthält. Die Farbe ändert sich mit der Tiefe, wobei die obersten 8 cm graugebleicht (7,5YR 7/2, pinkish gray) und strukturlos sind, die folgenden 25 cm hellbraun (7,5YR 6/3, hellbraun) und schwach strukturiert bzw. gesäult. Graue Wurzelabdrücke sind zu beobachten. In 1,10 m Tiefe ist ein (zweigeteiltes) 70 cm mächtiges pedogenes Karbonat ausgebildet, dessen obere Begrenzung scharf ist, die untere graduell bis in den nächsten Boden übergeht. Das Karbonat ist hellgrau und enthält weißgrauen, gut gerundeten Bims (max. 8 cm, 1-2 Vol.-%) und viele kleine (0,2 cm), graue, angerundete Lithoklasten (max. 7 cm, 10-15 Vol.-%). Die oberen 30 cm dieses pedogenen Karbonats sind als massive, durchgehende, nicht laminierte Karbonatbank ausgebildet (Reifestadium IV nach MACHETTE 1985, NETTERBERG 1980). Nach 30 cm Hardpan ändert sich die Ausbildung hin zu einem säulig-röhrenartig verzweigten Karbonat, welches Bodenmaterial enthält (Reifestadium III, Honeycomb) und vereinzelt bis zu einer Gesamttiefe von 2,5 m reicht. In diesem Bereich zeigt das Karbonat eine geringe Porosität (1-5 Vol.-%) und offene Abdrücke von Wurzelbahnen.

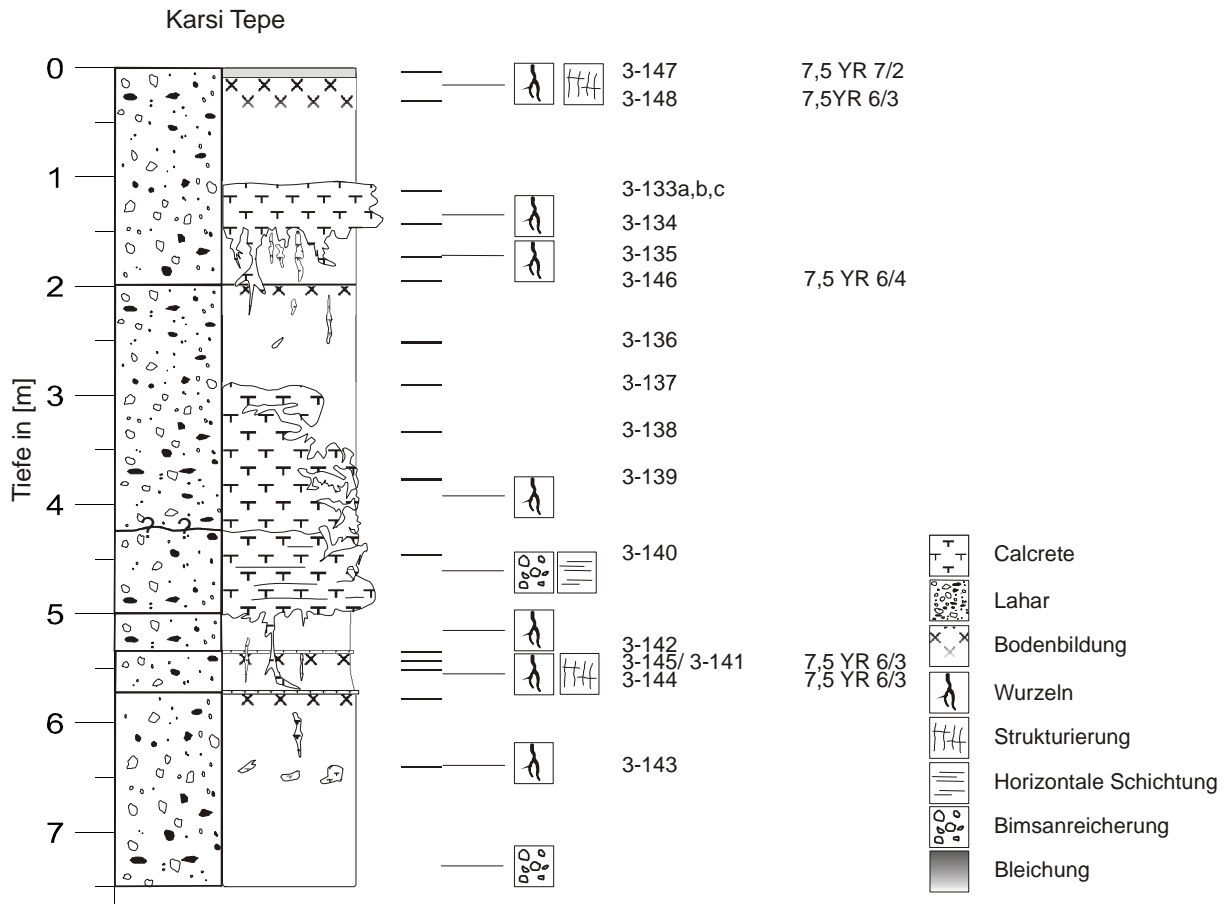


Abb. 7 Profil über mindestens fünf Lahare mit verbräunten Tophorizonten und mit drei Calcretehorizonten am Karşı Tepe, inklusive Probenposition und Farbe nach COLOR COMMUNICATION (1997)

In einer Tiefe von 2 m weist eine erneute Verbräunung (7,5YR 6/4), ca. 25 cm mächtig, auf einen neuen Lahar mit pedogener Überprägung hin. Dieser zweite Paläoboden ist insgesamt 2,6 m mächtig. Die hellgraue Matrix ist siltig-feinsandig und enthält weißgrauen, gut bis angerundeten Bims (max. 10 cm, ca. 1-2 Vol.-%) und graue, angerundete Lithoklasten (max. 2 cm, 1-2 Vol.-%). In den obersten 50 cm sind vereinzelt längliche und knollige karbonatisierte Reste vom oberen Karbonathorizont (Probe 3-136) zu beobachten. In einer Tiefe von 1 m unter dem Top des zweiten Paläobodens ist ein ca. 1,3 m mächtiges pedogenes Karbonat ausgebildet. Die Obergrenze des Karbonats bildet eine markante Stufe im Gelände, die aber auch lokal aufgelöst oder nicht entwickelt sein kann. Die Basis ist nicht deutlich ausgebildet bzw. scheint sich der Karbonathorizont noch tiefer fortzusetzen. In diesem Karbonathorizont treten nur ca. 1-5 Vol.-% Lithoklasten auf, wodurch das Karbonat heller und feiner erscheint als die obere Karbonatbank. Das 1,3 m mächtige hellgraubraune Karbonat ist säulig-röhrenartig oder wabenartig ausgebildet mit reliktschem Bodenmaterial und lässt sich dem Reifestadium III zuordnen (MACHETTE 1985, NETTERBERG 1980). Das Karbonat weist kleine Abdrücke von Wurzelbahnen auf (Probe 3-139). Das Karbonat enthält weißgrauen, angerundeten Bims (max. 3 cm, 1-2 Vol.-%), graue, gerundete Lithoklasten (max. 1 cm, 1-2 Vol.-%) und hellbraune, ovale bis runde Tonaggregate (0,2-2 cm). Im Liegenden des 1,3 m mächtigen Karbonathorizontes schließt direkt ein weiterer Karbonathorizont an, der durch horizontale Schichtungsgefüge einen primären Sedimentationswechsel vermuten lässt. Dieser massive Karbonathorizont ist 70 cm mächtig, teils subparallel horizontalisiert und mit Bims in den unteren 40 cm angereichert (10-20 Vol.-%). Das Karbonat ist ebenfalls säulig-röhrenartig ausgebildet wie der im Hangenden 1,3 m mächtige Karbonathorizont (Reifestadium III), so dass sie eventuell zu einer Bodenbildung gehören. Die Basis ist nicht scharf, sondern graduell ausgebildet bzw. reichen einzelne

karbonatisierte Wurzelröhren bis in den darunterliegenden Lahar. Ob der 70 cm mächtige Karbonathorizont sich in einem primär anderem Ausgangsmaterial (Litharenit) oder nur in einer fluviatil beeinflussten Basis eines Lahars gebildet hat, ist allein aus dem Geländebefund nicht eindeutig zu klären.

Es schließt sich im Liegenden ein 35 cm mächtiger, hellgrauer, siltiger Lahar mit Verbraunung der oberen 5 cm an. Er enthält weißgrauen, angerundeten Bims (max. 5 cm, 1-5 Vol.-%) und wenige graue, angerundete Lithoklasten (1 cm, 1 Vol.-%). An der Basis ist ein dünnes, max. 5 cm mächtiges, hellweißes Karbonatband (3-142) ausgebildet. Der Boden selbst ist teils karbonatisch (Krusten, Waben) und enthält viele tonige Aggregate. Grau überzogene Wurzelabdrücke sind häufig zu beobachten.

Im Liegenden folgt ein weiterer 35 cm mächtiger, hellbrauner, siltig-feinsandiger Lahar (3-145: 7,5YR 6/3), der stark von Karbonatverästelungen durchsetzt ist. Am Top ist er leicht gesäult. Er enthält weißgrauen, gerundeten Bims (max. 5 cm, 1-5 Vol.-%) und graue, angerundete Lithoklasten (1 cm, 1 Vol.-%). Grauweiße Wurzelabrücke wurde beobachtet. An der Basis folgt eine weitere Anreicherung von Karbonatmycelen.

Es schließt sich ein 1,9 m mächtiger, hellbrauner Boden (obersten 10 cm 7,5YR 6/3) mit einzelnen Karbonatröhren im oberen Bereich und Karbonatknochen an. Er enthält weißgrauen, angerundeten Bims (max. 5 cm, 5 Vol.-%) und graue, angerundete Lithoklasten (max. 1 cm, 1-5 Vol.-%).

Profil 2 am W-Hang des Orta Tepes (N38° 28.708 E34° 57.037)

Am W-Hang des Orta Tepes ist das Intervall 3a bis 3c aufgeschlossen (Anhang Tafel 1, Profile 1, Abb. 3). Das Intervall setzt sich am Orta Tepe aus Laharsequenzen mit pedogener Überprägung, dem Unteren Güzel Dere Member, dem Tahar Member, vereinzelt fluviatilen Feinklastika, dem Gördeles Member, dem matrixgestützten Schuttstrom wie am Karşı Tepe, der auch hier direkt überlagernden Seeablagerung und mehreren pedogenen Karbonaten zusammen. Im Liegenden des Gördeles Members steht, wie auch in weiteren Aufschlüssen, eine Laharsequenz mit drei stratifizierten Karbonathorizonten an. Das detailliert aufgenommene und beprobte Profil ist 4 m mächtig und befindet sich ca. 4,5 m im Liegenden des Gördeles Members (Abb. 8).

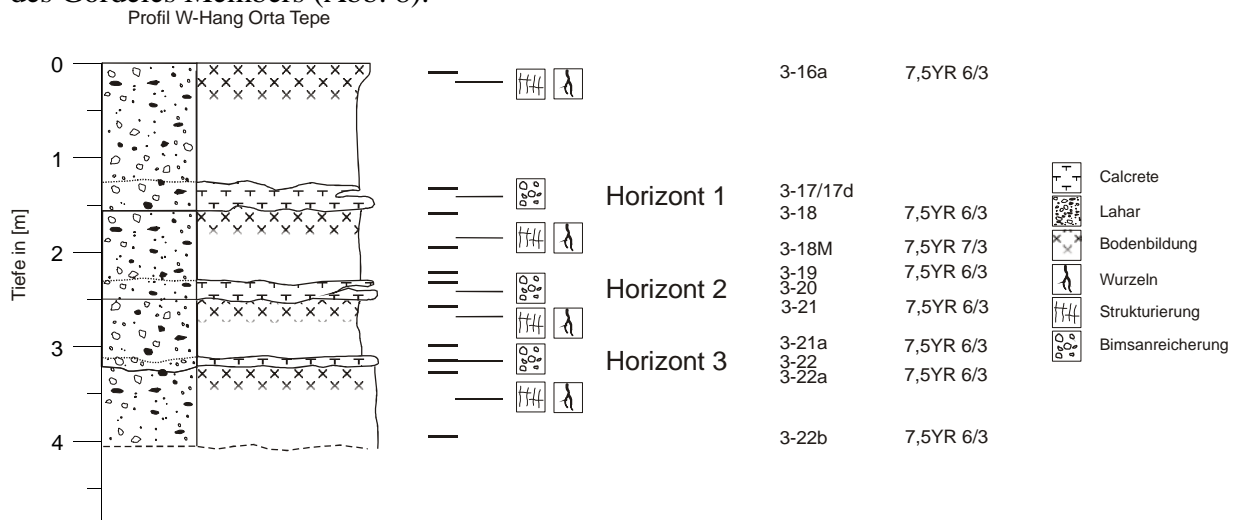


Abb. 8 Profil über Laharsequenz mit pedogener Überprägung und Karbonathorizonten am W-Hang des Orta Tepes, inklusive Probenposition und Farben nach COLOR COMMUNICATION (1997)

Der oberste ca. 1,5 m mächtige Paläoboden hat sich auf einem Lahar gebildet, dessen obersten 30 cm leicht geklüftet sind. Der Boden ist hellbraun (7,5YR 6/3), tonig-siltig und enthält wenige weißgraue, kantengerundete Bimsklasten (1-5 Vol.-%, Median 0,2-0,5 cm, max. 1 cm) und wenige kleine, graue, kantengerundete Lithoklasten (1-5 Vol.%, Median 0,5 cm, max. 2 cm). Schwarz und weiß überzogene Wurzelabdrücke (cm) treten in großer Menge und über die gesamte Mächtigkeit auf (ca. 20-30 Vol.-%). Die tonig-siltige Matrix ist teils karbonatisch und enthält karbonatisierte Mycele. In 1,2 m Tiefe hat sich ein 20-40 cm mächtiger Karbonathorizont ausgebildet, der lateral als Bank mit Mächtigkeitschwankungen verfolgbar ist. Dieser Karbonathorizont weist entweder eine weißgraue Farbe und eine hohe Festigkeit auf, oder er ist hellbraun, weniger fest und dadurch geringer mächtig ausgebildet. Innerhalb des Horizontes sind deutlich Linsen aus gut sortiertem Bims und wenigen Lithoklasten zu beobachten. Die obere Begrenzung ist wellig (cm-Bereich), die untere grenzt den Horizont deutlich ab, weist aber einige karbonatisierte Wurzelröhren auf, die in den darunter liegenden Paläoboden reichen. Der Karbonathorizont bildet infolge seiner höheren Festigkeit gegenüber dem Boden/Laharmaterial eine im Gelände verfolgbare Bank, die deshalb dem Reifestadium IV zugeordnet wird (nach MACHETTE (1985) und NETTERBERG (1980)).

Im Liegenden steht ein 95 cm mächtiger Lahar an, an dessen Basis ein 10-20 cm mächtiger Karbonathorizont ausgebildet ist. Der oberste Bereich ist verbraunt und intensiver säulig geklüftet. Die Farbe ändert sich vom Top bis zur Basis von hellbraun über pink (7,5YR 7/3) zu hellbraun (7,5YR 6/3). Die Grundmasse ist tonig-siltig und enthält wenige weiße bis beigerosagrüne, kantengerundete Bimsklasten (1-5 Vol.-%, Median 0,2-0,8 cm, max. 2 cm) und sehr wenige kleine (< 2 mm), graue, kantengerundete Lithoklasten (ca. 1 Vol.%). Grauschwarz überzogene Wurzelabdrücke (cm) treten in großer Menge und über die gesamte Mächtigkeit auf (ca. 20 Vol.-%). Die tonig-siltige Matrix ist schwach karbonatisch. Der Boden hat in einer Tiefe von ca. 50 cm einige wenige, verzweigte, karbonatisierte Wurzelröhrensysteme (Durchmesser 5 cm). In 75 cm Tiefe ist ein ca. 10-20 cm mächtiger, hellbrauner in seiner Mächtigkeit variierender Karbonathorizont ausgebildet. Dieser Karbonathorizont ist nicht so fest wie die darüber liegende erste Karbonatbank, hat aber eine höhere Festigkeit als die Bodenmatrix selbst und hebt sich als Härtling davon deutlich ab. Obere und untere Begrenzung sind wellig im cm-Bereich. In diesem Karbonathorizont treten viele Linsen aus weißem, angerundetem Bims und grauen, angerundeten Lithoklasten (0,1-1 cm, max. 1,5 cm) auf. Das Reifestadium ist nicht eindeutig abzuschätzen, einerseits bildet es einen markanten Horizont im Gelände, andererseits ist es nicht typisch wie andere massive Bänke ausgebildet.

Im Liegenden schließt sich der dritte, 60 cm mächtige Paläoboden inklusive basaler 10 cm mächtiger, pedogener Karbonatbildung an. Der hellbraune Boden (7,5 YR 6/3) ist im oberen Bereich schwach geklüftet und hat sich auch aus einem Lahar gebildet. Es ist kein Farbwechsel mit der Tiefe zu beobachten. Die Grundmasse ist tonig-siltig, karbonatisch und enthält wenige weiße, kantengerundete Bimsklasten (1-2 Vol.-%, Median 0,1-0,5 cm, max. 4 cm) und sehr wenige kleine, graue, kantengerundete Lithoklasten (ca. 1 Vol.%). Grauschwarz und weißgrau überzogene Wurzelabdrücke (cm-Bereich) treten in großer Menge über die gesamte Mächtigkeit auf (ca. 20 Vol.-%). In 50 cm Tiefe ist ein ca. 10 cm mächtiger, hellbrauner Karbonathorizont ausgebildet. Dieser Karbonathorizont ähnelt dem zweiten Karbonathorizont in seiner geringeren Festigkeit im Vergleich zur ersten Karbonatbank, hat aber ebenfalls eine höhere Festigkeit als das Bodensubstrat selbst und hebt sich als Bank davon ab. Obere und untere Begrenzung sind wie bei dem zweiten Horizont wellig im cm-Bereich. In diesem Horizont treten ebenfalls einige Linsen aus weißem, angerundeten Bims und grauen, angerundeten Lithoklasten (0,1-1 cm, max. 1,5 cm) auf. Der Bims und die

Lithoklasten dieser Linsen weisen häufig eine gute Sortierung auf. Das Reifestadium des Horizonts ist nicht eindeutig abzuschätzen.

Im Liegenden schließt sich ein vierter, ebenfalls pedogenetisch überprägter Lahar an, der in einer Tiefe von 80 cm auch eine lateral verfolgbare, erhöhte Festigkeit, aber eine noch geringere Karbonatisierung als die Böden 2 und 3 aufweist.

Profil 3 im Tal des Hayratsköse Deres (N38° 30.837 E34° 55.598)

An der Lokalität Hayratsköse Dere ist das stratigraphische Intervall 3a bis 3c (Anhang Tafel 1, Profile 1, Abb. 3) mit einer Gesamtmächtigkeit von ca. 130 m aufgeschlossen. Es stehen Laharsequenzen mit initialer Bodenbildung, das pedogenetisch stark überprägte Güzel Dere Member, die distale Fazies des Tahar Members, vereinzelt fluviatile Feinklastika und lakustrine Sedimente, das Gördeles Member und mehrere pedogene Karbonathorizonte an. Zwischen dem Gördeles und dem Kizilkaya Member (Intervall 3c) sind wie am Karşı Tepe mehrere, mächtige pedogene Karbonathorizonte aufgeschlossen. Das ausgewählte Profil ist ca. 6 m mächtig und befindet sich direkt im Liegenden des Kizilkaya Members (Abb. 9).

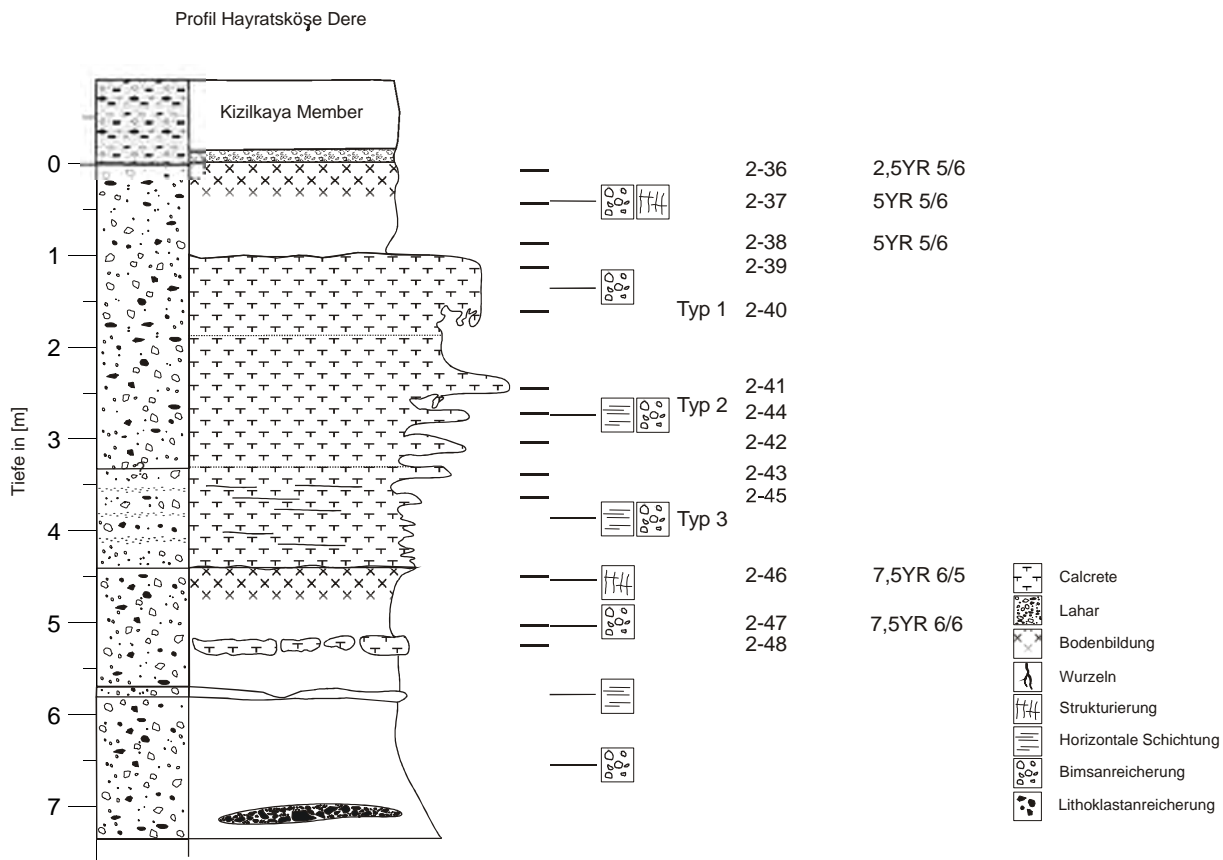


Abb. 9 Profil über 3,4 m mächtigen Calcretehorizont im Tal des Hayratsköse Deres, inklusive Probenposition und Farben nach COLOR COMMUNICATION (1997)

Das Profil beginnt mit einem ca. 1 m mächtigen Lahar mit feinsiltig-siltiger, unsortierter Matrix und mit einer Farbänderung von rot (2,5 YR 5/6) über rötlichgelb (5 YR 6/6) zu der typischen hellbraunen Laharfarbe (7,5 YR 6/6) mit zunehmender Tiefe. Die rote Färbung beschränkt sich auf die obersten 10 cm. In der Matrix befinden sich ca. 10-15 Vol.-% angerundeter, weißer Bims (Median 0,2-0,8 cm, max. 3 cm) und wenige angerundete, graue Lithoklasten (ca. 1-2 Vol.-%, Median 0,2-0,5 cm, max. 1 cm). Im Topbereich ist dieser Boden sehr fest, an der Basis weicher und herausgewittert. Vereinzelt sind 0,5 cm starke

Wurzellocher mit einem nicht karbonatischen, weißgrauen Überzug zu beobachten. Die Grundmasse ist nicht karbonatisch. Viele mm-große Hohlräume, die teilweise in Wurzelabdrücke übergehen wurden als Bodenmerkmal gedeutet. Eine weitere Gefügebildung wurde nicht beobachtet.

Im Liegenden folgt eine ca. 3,4 m mächtige Karbonatsequenz, deren obere Begrenzung scharf und die untere weniger scharf ausgebildet ist. Die Sequenz variiert in ihrer Ausbildung mit der Tiefe und ermöglicht eine Dreiteilung. Die obersten 80 cm werden von einer massiven, durchgehenden, nicht laminierten Karbonatbank gebildet (Reifestadium IV nach MACHETTE (1985) und NETTERBERG (1980)). Der unterste Bereich dieser Bank ist teilweise herausgewittert, so dass die Mächtigkeit der Bank scheinbar auf 50 cm reduziert ist. Das Karbonat ist hellbeigegrau, dicht und enthält weißgrauen, angerundeten Bims (max. 4 cm, 5-10 Vol.-%) und vereinzelt kleine max. 0,5 cm große, hellgraue Lithoklasten. Es folgen ca. 1,5 m eines säulig-wabenartigen Karbonats, was dem Reifestadium III nach MACHETTE (1985) und NETTERBERG (1980) entspricht. Trotz der deutlich säulig-wabenartigen Struktur ist eine leichte Horizontierung innerhalb des Karbonats zu beobachten. Diese Horizontierung wird durch einzelne, ca. 10-20 cm mächtige Bänke, die über wenige m lateral verfolgbar sind, deutlich. Innerhalb des 1,5 m mächtigen Karbonats treten bimsreiche Linsen (bis zu 50 Vol.-%) auf. Der ansonsten geringer vertretene Bims (ca. 5 Vol.-%, Median 0,2-2 cm, max. 4 cm) ist nicht nur weißgrau und angerundet, sondern zeigt auch grauschwarze Farben. Hellgraue, kleine, angerundete Lithoklasten (max. 0,2 cm) wurden nur vereinzelt meist in Assoziation mit den Bimsanreicherungs-linsen beobachtet. Das Karbonat ist bis auf die zweite Bank (Probe 2-44), die einige kleine, unverfüllte Wurzelröhren zeigt, nicht porös.

Die untersten 1,1 m werden von einem Karbonat gebildet, in dem eine deutliche Horizontierung dominiert. Die Horizontierung wird durch lapilligroße bimsreiche (max. 1,5 cm) und pelitische, bimsarme Lagen, die miteinander wechsellagern verursacht. Die einzelnen ca. 5-10 cm mächtigen Lagen sind teilweise intern gradiert. Das Karbonat ist poröser und nicht so fest wie die beiden hangenden Bereiche der 3,4 m mächtigen Karbonatsequenz.

Im Liegenden der 3,4 m mächtigen Karbonatsequenz folgt ein 95 cm mächtiger, hellbrauner, Bodenhorizont (7,5 YR 6/6), der sich in einem siltig-feinsandigen Lahar gebildet hat. Im obersten Bereich ist er schwach geklüftet. An der Basis ist der Boden fahlbraun ausgebleichen (10YR 6/3) und enthält Bimsanreicherungen. Der Bims (max. 8 cm) tritt ansonsten nur vereinzelt auf. In 75 cm Tiefe ist ein ca. 20 cm mächtiger Horizont aus fast lateral verbundenen Karbonatkonkretionen erhalten (2-48, Reifestadium I nach MACHETTE 1985). Der Boden ist teils karbonatisch und enthält vereinzelt Wurzelabdrücke.

3.3 Geochemie

Um die Bodenbildung bzw. den Grad der Verwitterung einschätzen zu können, werden im Folgenden die geochemischen Hintergrundwerte der primären Ausgangsgesteine kurz erläutert.

3.3.1 Geochemie der vulkaniklastischen Ablagerungen und Laven

Die meisten Ignimbrite des Ürgüp Beckens und des Nevşehir Plateaus sind K-reiche Rhyolithe (2,5-6 Gew.-% K_2O , VIERECK-GOETTE et al. 2010). Nur das Tahar Member weist Gehalte < 2 Gew.-% K_2O auf. Das Tahar Member hat zusätzlich gegenüber den anderen Ignimbriten einen erniedrigten SiO_2 -Gehalt zwischen 66 und 70 Gew.-%, wie auch das Incesu Member, was sie beide als Dazit klassifiziert. Die Ignimbrite der Ürgüp Formation sind geochemisch charakterisiert durch 1,0-3,0 Gew.-% Fe_2O_3 , 1,1-0,3 Gew.-% MgO , 1,3-3,0 Gew.-% CaO , 2,0-3,7 Gew.-% Na_2O , 0,01-0,25 Gew.-% MnO , 0,02-0,30 Gew.-% P_2O_5 und 0,15-0,40 Gew.-% TiO_2 (Tab. 12). Die meisten Ignimbrite haben einen sehr niedrigen Zr-Gehalt von 100-150 ppm, wie z.B. die Ignimbrite der Kavak Gruppe, das Cemilköy und das Kizilkaya Member. Das Tahar Member (180 ± 20 ppm), das Sarimaden Tepe und Gördeles Member ($200-280$ ppm) und das Incesu Member (455 ± 20 ppm) weisen erhöhte, und damit charakteristische Gehalte auf, die zur Unterscheidung der einzelnen Einheiten dienen.

Die Bimsfallablagerungen des Güzel Dere Members (GDM) weisen ähnliche geochemische Charakteristika wie die meisten Ignimbrite auf. Die obere Lage des GDM ist ein K-reicher Rhyolith (69,0-76,5 Gew.-% SiO_2), die untere Lage des GDM ist ein geringer differenzierter K-reicher Rhyodazit (69-72 Gew.-% SiO_2). Sie lassen sich auch auf der Basis weiterer Haupt-, Neben- und Spurenelemente, wie z.B. TiO_2 , MgO , Rb und Zr, voneinander unterscheiden (Tab. A7, VIERECK-GOETTE et al. 2010).

Die basaltisch-andesitischen bis andesitischen Laven lassen sich wie die ignimbritischen Member anhand ihres K_2O -Gehaltes in eine K-reiche kalk-alkalische und in eine kalk-alkalische Gruppe im K_2O - SiO_2 -Diagramm einteilen (VIERECK-GOETTE et al. 2010). Diese zwei Gruppen lassen sich auch in ihren Hauptelementgehalten von Ti und Ca sowie in den Gehalten von Y, Zr, Rb und Sr voneinander unterscheiden. Die Laven sind geochemisch charakterisiert durch 56,2-64,0 Gew.-% SiO_2 , 0,55-1,43 Gew.-% TiO_2 , 16,4-18,6 Gew.-% Al_2O_3 , 4,5-10,0 Gew.-% Fe_2O_3 , 1,4-4,7 Gew.-% MgO , 0,07-0,19 Gew.-% MnO , 4,5-9,0 Gew.-% CaO , 1,6-4,2 Gew.-% Na_2O , 1,4-3,0 Gew.-% K_2O und 0,14-0,47 Gew.-% P_2O_5 . Die Catal Tepe Lava zeigt signifikant höhere CaO - und MgO -Gehalte (9,0 bzw. 4,7 Gew.-%) im Vergleich zu dem durchschnittlichen Gehalt von 6,5 Gew.-% CaO und 2,5 Gew.-% MgO , wodurch die große Variation der Laven hinsichtlich dieser beiden Elemente erzeugt wird (Tab. 12).

Als Ausgangsgesteine der Lahare und Böden wurden die Vulkaniklastika und Laven im ternären Al_2O_3 - CaO - MgO -Diagramm (A-C-M, Abb. 10a) und im Al_2O_3 - CaO^* - Na_2O - K_2O -Diagramm (A-CN-K, Abb. 10b) dargestellt.

Im A-C-M-Diagramm (Abb. 10a) ist deutlich die Trennung der MgO - und CaO -reicheren basaltisch-andesitischen Laven gegenüber den dazitisch bis rhyolithischen Ignimbriten und Bimsfallablagerungen zu beobachten. Die dazitischen Member, wie das Tahar und das Obere Güzel Dere Member heben sich durch höhere MgO -Gehalte von den rhyolithischen Members ab (Unteres Güzel Dere, Gördeles, Kizilkaya und Cemilköy). Stellvertretend für das Grundgebirge wurde ein Serpentin (eigene Labordaten) zusätzlich im Diagramm dargestellt. Im A-CN-K Diagramm (Abb. 10b) ist ebenfalls die Variation der Zusammensetzung von den

basaltisch-andesitischen Laven über die dazitisch bis rhyolithischen Ignimbrite und Bimsfallablagerungen zu beobachten.

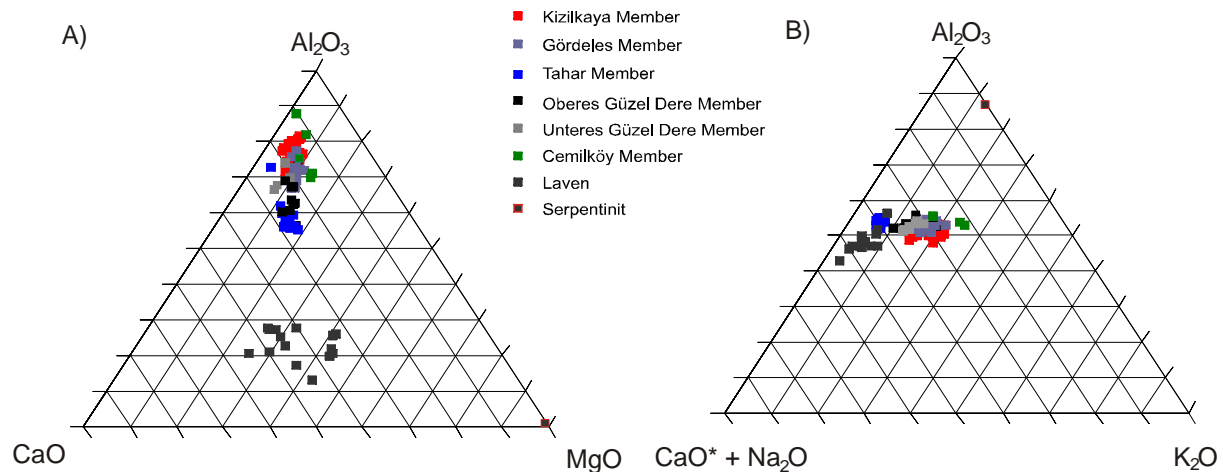


Abb. 10 Darstellung der vulkaniklastischen Einheiten aus dem Intervall 3a bis 3c, der Laven und eines Serpentinits (eigene Labordaten) als Beispiel für die Grundgebirgskomponente im a) A-C-M und b) A-CN-K Diagramm in mol.-%

3.3.2 Geochemie Charakterisierung der epiklastischen Sedimente

Innerhalb der epiklastischen Sedimente erfolgte die Bodenbildung fast ausschließlich auf Laharen. Daher erfolgt hier nur eine kurze geochemische Beschreibung der lakustrinen Karbonate und Diatomite.

Lakustrine Karbonate und Diatomite

Die lakustrinen Karbonate und Diatomite variieren sehr stark in ihren CaO-Gehalten (53-89 Gew.-%), die mit dem SiO₂-Gehalt (7-39 Gew.-%) korrelieren. Die als Diatomite eingestuft Sedimente zeigen im Vergleich zu reinen Diatomiten, die > 95 Gew.-% SiO₂ (Opal-A) aufweisen (LORENZ & GWOSDZ 1999, STAMATAKISA & KOUKOUZAS 2001), sehr geringe SiO₂-Gehalte (22-33 Gew.-%). Ihr CaO-Gehalt (53-70 Gew.-%) ist dagegen vergleichsweise sehr hoch und spiegelt die karbonatische Zementation dieser „unreinen“ Diatomite wider. Die Diatomite weisen im Vergleich zu den lithologisch als Karbonate angesprochenen Gesteinen Al₂O₃-Gehalte von ca. 4 Gew.-% auf. Alle übrigen Hauptelemente treten in Konzentrationen von < 1,6 Gew.-% auf. Die weiteren Haupt- und Spurenelementgehalte sind damit so gering wie die der Karbonate im engeren Sinne (Tab. A9, Anhang Tafel 8).

In den Karbonaten s.s. variiert der CaO-Gehalt zwischen 53 und 89 Gew.-%. Der niedrige MgO-Gehalt (1,5-3,0 Gew.-%) klassifiziert die Karbonate als reine Kalksteine. Der Großteil dieser Sedimente hat nur geringe Konzentrationen an einigen wenigen Haupt- und Spurenelementen (Anhang Tafel 8). Drei Proben mit K₂O-Gehalten von 0,64 Gew.-% gegenüber durchschnittlich 0,10 Gew.-%, alle Proben vom Ak Dağ (Anhang Tafel 1) weisen erhöhte MnO-Gehalte von bis zu 0,6 Gew.-% auf (Durchschnitt: 0,2 Gew.-%). Die meisten Spurenelementgehalte sind geringer als ihre element-spezifischen Nachweisgrenzen.

Einige wenige der lakustrinen Karbonate und Diatomite sind an einzelnen Spurenelementen im Vergleich zu den überwiegend reinen Karbonatproben angereichert, zu denen V (max. 77 ppm), Ni (max. 25 ppm), Zr (max. 58 ppm), Y (max. 10 ppm), Sr (max. 698 ppm) und Ba

(max. 240 ppm) zählen. Die lithologische Einteilung der vier Typen in Diatomite und Karbonate (s. Kap. 3.2.1) spiegelt sich geochemisch nicht wider.

Lahare

Die analysierten Laharproben stammen zum Großteil aus den Intervallen 3a, 3b, 3c, 3d und 2a (Tab. A3). Die Lahare sind geochemisch charakterisiert durch 60,4-68,8 Gew.-% SiO₂, 0,44-0,73 Gew.-% TiO₂, 15,19-20,5 Gew.-% Al₂O₃, 4,0-7,7 Gew.-% Fe₂O₃, 1,1-4,2 Gew.-% MgO, 0,06-0,14 Gew.-% MnO, 3,0-9,4 Gew.-% CaO, 1,1-2,8 Gew.-% Na₂O, 1,6-3,1 Gew.-% K₂O und 0,03-0,18 Gew.-% P₂O₅. (Tab. A8, Anhang Tafel 8)

Die Lahare zeigen in ihrer Haupt- und Spurenelementchemie damit eine ähnliche chemische Zusammensetzung wie die Ignimbrite und Bimsfallablagerungen (Tab. 12, Anhang Tafel 8). Sie sind gegenüber den rhyolithischen Ignimbriten und Bimsfallablagerungen jedoch an den Hauptelementen Si, Na und K und an den Spurenelementen Rb, Pb und Ba abgereichert (Tab. 12). Die K₂O-Gehalte sind damit vergleichbar mit den Gehalten der beiden dazitischen Member (Tahar und OGD, Tab. A7, A8, Anhang Tafel 8).

Die Lahare sind gegenüber den rhyolithischen Ignimbriten jedoch angereichert in ihren Gehalten an kompatiblen Elementen z.B. TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO und Co, V, Cr und Ni. Diese Anreicherungen gegenüber den Vulkaniklastika sind bis auf Ni und Cr nicht höher als die Gehalte in den mafischen Laven bzw. entsprechen der Variation der Zusammensetzung der Laven (Anhang Tafel 8). Die Cr-Gehalte (25-146 ppm) und Ni-Gehalte (43-191 ppm) der Lahare sind teilweise höher als in den Laven (Cr: 0-166 ppm u. Ni: 5-99 ppm), was sich nur durch Beimengungen an ultramafischen Klasten erklären lässt. Die TiO₂-, Fe₂O₃-, MgO-Gehalte korrelieren meist positiv mit den Co-, V-, Cr- und Ni-Gehalten.

Die Gehalte für MnO, P₂O₅, Na₂O, Sr, Zr, Y, Zn und Nb entsprechen den Zusammensetzungen der Ignimbrite und Bimsfallablagerungen.

Im Untersuchungsgebiet gibt es einzelne Lahare, die eine interne geochemische Zonierung aufweisen, z.B. ein 1,8 m mächtiger, bims- und fremdgesteinsreicher Lahar (ca. 30 Vol.-%) direkt im Liegenden des Gördeles Members an der Lokalität Hayratsköşe Dere (Anhang Tafel 1). Er zeigt eine interne Zonierung mit niedrigerem SiO₂- und Sr- Gehalt bei steigendem Al₂O₃, TiO₂, Fe₂O₃, MgO, Cr, Co, Ni und Cu (Proben: 2-33, 2-33a und 2-33b). Der Zr-Gehalt ist relativ konstant, aber in diesen Laharproben am höchsten und beträgt 197-207 ppm gegenüber dem durchschnittlichen Zr-Gehalt der Lahare von 161 ppm.

3.3.3 Diskussion Lithoklasteintrag

Die große Variation im MgO-Gehalt der Paläoböden und Lahare (1,0-4,2 Gew.-%), beschränkt sich nicht wie beim CaO-Gehalt nur auf Proben von einer Lokalität (Abb. 12). Diese höhere MgO-Variation entspricht der MgO-Variation der intermediär-mafischen Laven (1,4-4,7 Gew.-%), wobei die hohen Gehalte vor allem mit den Gehalten der Catal Tepe Laven übereinstimmen.

Wenn diese Annahme stimmt, müssten sich die Paläoböden am W-Hang des Orta Tepes durch verstärkten Klasteintrag (der Catal Laven) auszeichnen. Die Paläoböden enthalten aber keine auffällig höheren Gehalte (1-5 Vol.-%) als andere Paläoböden. Ein weiterer Aspekt widerspricht einer Anreicherung durch Klasten der Catal Tepe Laven im Profil 2. Die stratigraphische Position der beiden unterscheidet sich. Die Lokalität des Profils 2 befindet sich im Liegenden des Gördeles Members (Abb. 3), die Catal Tepe Laven im Gegensatz dazu im Hangenden des Gördeles Members (6,2 Mio. a).

Ein möglicher Lithoklasteintrag aus dem ophiolithischen Grundgebirge könnte eine zusätzliche MgO-reiche Komponente liefern. Zur Überprüfung dieser Vermutung wurden die Paläoböden, Lahare, Vulkaniklastika und Laven und ein Serpentin in ternären Al_2O_3 -CaO-MgO-Diagramm in Mol.-% dargestellt (Abb. 11). Im A-C-M-Diagramm ist einerseits die gute Übereinstimmung der Lahare und Paläoböden mit den Vulkaniklastika zu beobachten. Andererseits zeigen die Lahare und Paläoböden zwei Trends. Die eine Gruppe tendiert in Richtung des Serpentinits, der stellvertretend für das Grundgebirge dargestellt ist, die andere Gruppe tendiert in Richtung der Laven. Diese Trends zeigen, dass die Paläoböden nicht nur die Chemie ihrer wichtigsten Ausgangsgesteine, der Vulkaniklastika, sondern geochemisch eine Mischung aus den Vulkaniklastika, dem Grundgebirge und den Laven darstellen.

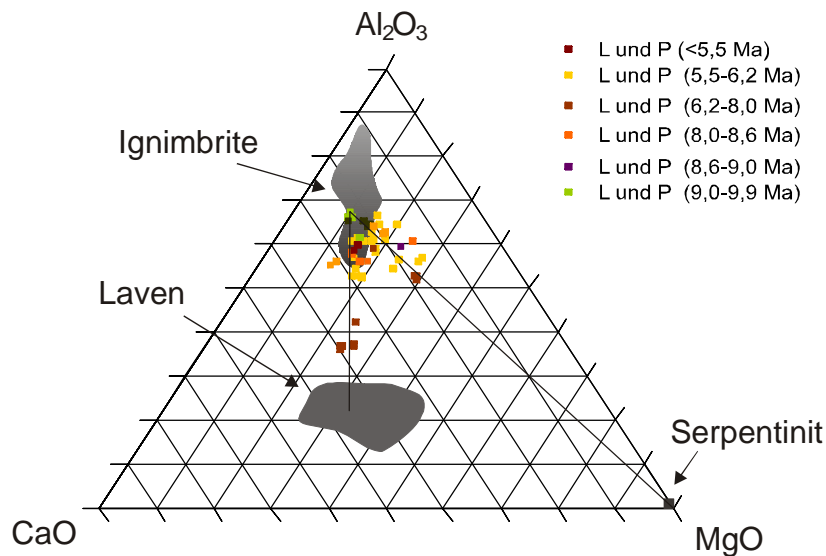


Abb. 11 Darstellung der Lahare und Paläoböden im Vergleich mit den vulkaniklastischen Einheiten (hellgrau), Laven (dunkelgrau) und Serpentin (eigene Labordaten) als Beispiel für das Grundgebirge im CAM-Diagramm in mol.-%. Lahare (L) und Paläoböden (P) aus einem zeitlichen Intervall wurden mit einer Symbolfarbe zusammengefasst

In Abb. 11 wurden die Lahare und Paläoböden innerhalb eines Zeitintervalls (zwischen zwei Ignimbriten) zusammengefasst, um zusätzlich abschätzen zu können, ob es Phasen mit verstärktem Eintrag des Grundgebirges bzw. der Laven existiert. Es weisen die Lahare zweier Intervalle die stärksten Einträge auf: im Intervall 3b (6,2-8,0 Mio. a) und im Intervall 3c (5,5-6,2 Mio. a). Im Intervall 3b ist der Eintrag für beide Trends am stärksten ausgeprägt. Diese Proben stammen aus dem Profil 2 am W-Hang des Orta Tepes. In dem dort aufgenommenen Profil ist eine der relativ selten vertretenen fluviatilen Rinnen, die aus Litharenithen und Konglomeraten mit hohem mafischen Anteil der Laven und des Grundgebirges bestehen, direkt in der Nachbarschaft des Profils aufgeschlossen.

3.3.4 Geochemie der Paläoböden

Es wurden 19 Paläobodenproben aus den drei Detailprofilen und 26 Proben aus dem gesamten stratigraphischen Intervall geochemisch charakterisiert, deren Tonmineralogie zum Grossteil ebenfalls untersucht wurde (s. Kap. 3.7). Die chemische Zusammensetzung der Paläoböden ist nahezu identisch mit der der Lahare (Tab. 12, Anhang Tafel 8).

Tab. 12 Vergleich der Haupt- und Spurenelementgehalte der ignimbritischen Member: Kizilkaya, Gördeles, Tahir und Cemilköy und des Güzel Dere Members aus dem untersuchten Zeitintervall, der Laven, Lahare und Paläoböden in Gew.-%

	Ignimbrite und Bimsfallablagerungen	Laven	Lahare	Paläoböden
Hauptelemente in Gew.-%				
SiO ₂	66,3-76,8	56,2-64,0	60,4-68,8	60,3-70,8
TiO ₂	0,11-0,48	0,55-1,43	0,45-0,78	0,43-0,79
Al ₂ O ₃	13,0-17,5	16,4-18,6	15,1-20,5	15,1- 20,5
Fe ₂ O ₃	0,9-4,6	4,5-10,0	4,0-7,7	3,0-8,1
MgO	0,1-2,3	1,4-4,7	1,1-4,2	1,0-4,1
MnO	0,02-0,22	0,07-0,19	0,06-0,14	0,04-0,16
CaO	0,84-4,8	4,5-9,0	3,0-9,4	2,2-9,2
Na ₂ O	1,4-3,8	1,6-4,2	1,1-2,8	0,9-3,0
K ₂ O	1,7-5,8	1,4-3,0	1,6-3,1	1,5-3,1
P ₂ O ₅	0,02-0,27	0,14-0,47	0,03-0,13	0,04-0,18
Spurenelemente in ppm				
V	8-76	68-281	76-188	66-190
Cr	<NWG-26	<NWG-166	25-246	17-248
Co	<NWG-17	10-32	13-36	11-37
Ni	5-38	5-99	43-191	33-196
Zr	90-283	142-399	123-173	130-189
Rb	59-209	44-127	60-148	63-146
Sr	79-441	273-698	211-377	133-422
Y	13-25	16-46	14-19	12-38
Nb	5-15	6-16	6-12	7-16
Pb	13-34	9-52	14-17	12-23
Ba	419-1051	305-729	316-674	196-641

< NWG – Nachweisgrenze

Die Spurenelementgehalte zeigen ebenfalls eine gute Übereinstimmung zwischen den Laharen und den Bodenhorizonten. Einzelne Spurenelemente, wie Sr, Y und Ba zeigen Abweichungen in ihrer Variationsbreite. Der Sr-Gehalt variiert in Böden zwischen 133 und 422 ppm gegenüber 211-377 ppm in Laharen, der Ba-Gehalt zwischen 196 und 641 ppm gegenüber 316-674 ppm und der Y-Gehalt zwischen 12 und 38 ppm gegenüber 14-19 ppm in den Laharen. Die Spurenelemente V, Cr, Co, Ni sowie Cu zeigen eine positive Korrelation mit erhöhtem CaO-Gehalt. Rb und Zr sind bei erhöhtem CaO-Gehalt abgereichert (Anhang Tafel 8).

Detailprofile - Interpretation

Beim Vergleich der geochemischen Daten aller Lahar- und Bodenproben zeigt sich, dass sich die Proben aus dem Profil 2 am W-Hang des Orta Tepes auffällig verhalten (Abb. 8). Sie weisen die höchsten CaO-Gehalte (> 5,4 Gew.-%) MgO-, TiO₂- und Fe₂O₃-Gehalte und auch

erhöhte Co-, Cr-, Ni- und V-Gehalte auf. Bis auf Ni und Cr lassen sich diese erhöhten Gehalte der geochemischen Variation in den Laven zuordnen (Tab. 12).

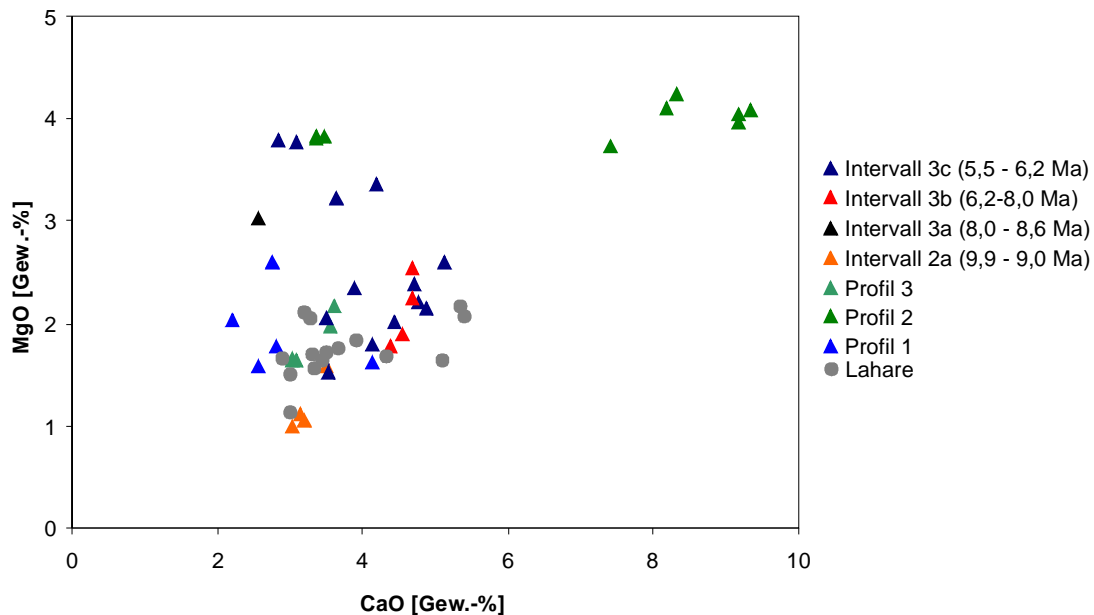


Abb. 12 Variation der Paläoböden von unterschiedlichen Lokalitäten und der Lahare (grau) im MgO-CaO-Diagramm (Gew.-%), im Profil 2 wurden Lahar- und Paläobodenproben zusammengefasst

Der Paläoboden direkt im Liegenden des Unteren Güzel Dere Members bei Güzelös weist Mn-haltige Überzüge auf, die den erhöhten MnO-Gehalt (0,16 Gew.-%) in diesem Paläoboden erklären.

3.3.5 Geochemie der Calcretes

Die pedogenen Karbonate weisen CaO-Gehalte auf, die erwartungsgemäß zwischen denen der lakustrinen Karbonate und der nicht karbonatischen Lahare bzw. Paläoböden liegen (Tab. A9, Anhang Tafel 8). Sie variieren in der Intensität der Karbonatisierung (Abb. 13). Die Intensität zeigt keine stratigraphisch kontrollierte Variation, sondern variiert unsystematisch im gesamten Zeitraum der pedogenen Karbonatbildung. Im ternären A-C-M-Diagramm (Abb. 13) in dem alle Daten normiert und in Mol.-% dargestellt sind, ist die Position der pedogenen Karbonate zwischen dem CaO-Endglied des reinen Karbonats und den Paläoböden bzw. Laharen zu erkennen. Sie weisen geringe MgO-Gehalte zwischen 1,2 und 3,2 Gew.-% auf, was sie als reine Calcretes klassifiziert. Dolocretes führen im Gegensatz dazu mehr als 8 Gew.-% MgO (WRIGHT & TUCKER 1991). Die MgO-Gehalte der pedogenen Karbonate sind auf die primäre Variation der unterschiedlichen Lithoklasten im pedogen überprägten Ausgangsgestein zurückzuführen.

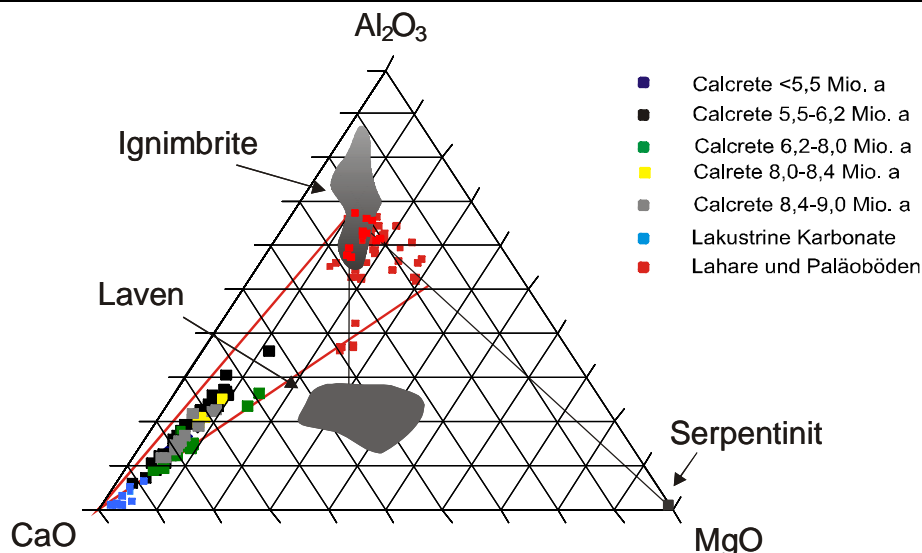


Abb. 13 A-C-M-Diagramm der pedogenen Karbonate aus verschiedenen Zeitintervallen in Farben zusammengefasst, zum Vergleich die Ausgangssubstrate Lahare und Böden zusammen gefasst (rote Quadrate) und die vulkaniklastischen Einheiten (hellgrau), Laven (dunkelgrau) und der Serpentin (grau) in mol.-%, rote Linien begrenzen den Bereich der pedogenisierten Karbonate, blau-lakustrine Karbonate

Tab. 13 Vergleich ausgewählte Hauptelemente der pedogenen Karbonate des Nevşehir Plateaus mit 300 weltweit untersuchten pedogenen Karbonaten (Goudie 1972) und 345 marinen Kalksteinen (BIRKELAND 1999)

Gew.-%	CaO	MgO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O
Kappadokien	32,4	1,8	47,3	12,0	3,8	1,6	1,6
Median (85)							
300 pedogene Karbonate	42,6	3,0	12,3	2,1	2,03	-	-
345 Marine Kalksteine	42,6	7,9	5,2	0,8	0,5	0,1	0,3

Die Variation des CaO-Gehaltes von 12,7 bis 56,8 Gew.-% (Median 32,4 Gew.-%) ist mit dem sehr variablen Gehalt an mineralischen, vitrischen und lithischen Komponenten gekoppelt (s. Kap. 3.3.3). Der durchschnittliche CaO-Gehalt von mehr als 300 weltweit untersuchten pedogenen Karbonaten beträgt 42,6 Gew.-% (GOUDIE 1972).

Der SiO₂-Gehalt variiert wie der CaO-Gehalt sehr stark zwischen 29-60 Gew.-%. Bis auf drei Proben, die ähnlich hohe Gehalte wie die Ausgangsgesteine aufweisen (>58 Gew.-%) weisen die Karbonate geringere Gehalte auf. Der durchschnittliche SiO₂-Gehalt von pedogenen Karbonaten beträgt 12,3 Gew.-% (GOUDIE 1972). Die hier ermittelten Gehalte sind mit Gehalten von N-Afrika vergleichbar (1,4-69,8 Gew.-%, GOUDIE 1972). Sie spiegeln wahrscheinlich den sehr variablen Anteil an überwiegend rhyolithisch-dazitischen vitrischen Partikeln und mineralischen Einsprenglingen wider, was auch die damit korrelierenden K₂O-, Na₂O- und Al₂O₃-Gehalte erklären würde.

Der TiO₂-Gehalt variiert zwischen 0,15 und 0,61 Gew.-% und entspricht damit den Gehalten der Böden, Lahare und Ignimbrite. Die Laven weisen hingegen höhere Gehalte auf. Calcreteproben mit erhöhtem intermediär-mafischen Lithoklastanteil (> 5-10 Vol.-%) weisen die höheren TiO₂-Gehalte (> 0,4 Gew.-%) auf. Im Profil 1 ist diese Abhängigkeit deutlich

zwischen oberstem Karbonathorizont und dem im Liegenden zu beobachten. Die TiO_2 -Gehalte sind mit Gehalten von indischen pedogenen Karbonaten vergleichbar (0,07 - 0,50 Gew.-%, DURAND et al. 2006).

Der MgO -Gehalt ist vergleichbar mit dem globalen Durchschnittsgehalt pedogener Karbonate von 3,0 Gew.-% (GOUDIE 1972).

Der Al_2O_3 -Gehalt variiert zwischen 9,6-15,7 Gew.-% bis auf zwei Ausnahmen, die Gehalte zwischen 6 und 7 Gew.-% aufweisen, und ist 5-8fach erhöht im Vergleich zu den weltweit erhobenen Daten von pedogenen Karbonaten (2,1 Gew.-%, GOUDIE 1972). Der Al_2O_3 -Gehalt der pedogenen Karbonate ist geringer als der der meisten Böden und Lahare und der meisten Ignimbrite.

Der Fe_2O_3 -Gehalt schwankt zwischen 1,3-5,9 Gew.-% und ist im Mittel (Median: 3,8 Gew.-%) doppelt so hoch wie der Durchschnittsgehalt von 2,0 Gew.-% des globalen Datensatzes (GOUDIE 1972). Die Fe_2O_3 -Gehalte liegen zwischen den Gehalten der Böden/Lahare und der Ignimbrite, sie korrelieren positiv mit den TiO_2 - und MgO -Gehalten.

Interpretation Spurenelemente

Die Spurenelementgehalte der pedogenen Karbonate liegen erwartungsgemäß meist zwischen den Gehalten der epiklastischen und vulkaniklastischen Ausgangskomponenten (Anhang Tafel 8). In der Regel sind die Gehalte der pedogenen Karbonate höher als die der lakustrinen Karbonate und niedriger als die der Vulkaniklastika. Die Sr- und eingeschränkt auch die Ba- und Y-Gehalte der lakustrinen Karbonate sind vergleichbar mit denen der pedogenen Karbonate.

Einzelne Spurenelemente verhalten sich abweichend. Y variiert sehr stark (6-45 ppm) und korreliert nicht mit dem CaO-Gehalt. Allein in den Karbonathorizonten der drei Detailprofile besteht eine Korrelation. Die Y-Gehalte der pedogenen Karbonate sind erhöht gegenüber den Ignimbriten, Bimsfallablagerungen, Paläoböden und der kalk-alkalischen Lavensuite (VIERECK-GOETTE et al. 2010). Die zweite K-reichere Lavensuite vom Topuz Dağ und vereinzelt aus dem Mustafapaşa Member weist hohe TiO_2 -, Y-, Zr-, und Rb-Gehalte auf, die in Proben pedogener Karbonate, die hohe Y-Gehalte besitzen, auf eine Anwesenheit dieser Klasten hinweisen könnte.

Zwei weitere Spurenelemente, die sich auffällig verhalten sind Ni und Cr. Sie korrelieren ebenfalls nicht mit dem CaO-Gehalt, aber mit MgO , Fe_2O_3 und TiO_2 in den pedogenen Karbonaten. Einige pedogene Karbonate weisen erhöhte Gehalte gegenüber den Vulkaniklastika und den Paläoböden auf, was besonders auffällig ist an der Lokalität Orta Tepe (Profil 2, Abb. 8). In diesem Profil sind Ni und Cr sowohl in den pedogenen Karbonaten (Ni: 79-132 ppm, Cr: 137-347 ppm) als auch in den Paläoböden (Ni: 155-196 ppm, Cr: 155-248 ppm) angereichert. In der Regel sind die Paläoböden stärker angereichert als die pedogenen Karbonate, was auch in den Profilen 1 und 3 bestätigt wird. Im Profil 2 weicht Cr in den beiden unteren Horizonten von diesem Verhalten ab. Diese Anreicherung kann nicht mit den bekannten Ausgangsgesteinen in einen Zusammenhang gebracht werden. EDX-Analysen mittels Mikrosonde zeigten in diesen Proben zusätzlich zu den Lithoklasten einige teilweise oolithische Ti-, Mg-, Cr-, Mn- und Fe-haltige Erzminerale, was die Ursache für die Erhöhung sein wird. Das Profil hebt sich auch deutlich mit erhöhten Gehalten an Cobalt, Vanadium und Zink gegenüber den Karbonaten und Ignimbriten und teils auch gegenüber den Paläoböden ab. Die U-Gehalte sind in der Regel < 6 ppm bzw. unter der Nachweisgrenze.

3.4 Petrographie

3.4.1 Petrographie der Vulkaniklastika

Die Ignimbrite bilden vitroklastische Gefüge mit ca. 1-30 Vol.-% Porenraum (Viereck-Goette et al. 2010). Die Pyroklastika der Ignimbrite setzten sich aus primär vitrischen Komponenten, Phänokristallen und lithischen Klasten zusammen, die der Bimsfallablagerungen nur aus vitrischen Komponenten und Phänokristallen. Die primär vitrischen Komponenten dominieren mit mehr als 75 Vol.-%, was sie als vitrische Tuffe nach SCHMID (1981) klassifiziert. Zu den primär vitrischen Komponenten zählen einerseits Bimsklasten, die aus isometrischen, nicht kollabierten aber auch aus stark ausgelenkten Blasen gebildet werden, andererseits Glasscherben, die fragmentierte Blasenwände des aufgeschäumten Magmas repräsentieren. Die jüngeren Ignimbrite der Ürgüp Formation (Sarimaden Tepe bis Kizilkaya Member) zeichnen sich durch eine Dominanz der Glasscherben aus (90-95 Vol.-%) gegenüber 5-10 Vol.-% Bimsklasten. Der Phänokristallanteil in den Ignimbriten variiert zwischen 3-22 Vol.-% und der Lithoklastenanteil zwischen 2-14 Vol.-% (VIERECK-GOETTE et al. 2010). Bei den Phänokristallen handelt es sich meist um Plagioklas, Biotit, Klinopyroxen, Amphibol und in den älteren Ignimbriten zusätzlich um Quarz. Die Lithoklasten werden meist von Fragmenten der basaltisch bis andesitischen Laven und seltener von Klasten des metamorphen Grundgebirges gebildet.

Petrographie - Bodenbildung auf Vulkaniklastika

Böden, die sich auf den Ignimbriten gebildet haben, weisen das primär vitroklastische Gefüge dieser auf, in dem die Komponenten von dünnen, braunen Toncutanen überzogen sind. Die Bodenbildung auf dem Gördeles Member weist primären Porenraum auf, im Zelve Member ist bereits feines, braunes Material zwischen den Komponenten enthalten.

Die Bodenbildung auf dem Gördeles und dem Zelve Member stellt eine geringe Bodenentwicklung dar, da die vitrischen und mineralischen Komponenten noch gut erhalten sind.

Die Bodenbildung auf dem Oberen Güzel Dere Member unterscheidet sich zu den untersuchten ignimbritischen Members einerseits durch das Ausgangsmaterial, andererseits in der Intensität der Bodenbildung. An der Basis ist noch das primäre Ausgangsmaterial aus unverwitterten vitrischen Bimsklasten mit wenigen Phänokristallen erhalten. Im oberen verbrauntem Bereich ist das Glas im Gegensatz zur Basis vollständig zersetzt. Aus dem primären vitroklastischen Gefüge hat sich ein Krümel- bis Polyedergefüge gebildet, welches vereinzelt oval-runde Tonaggregate enthält. Das Obere Güzel Dere Member repräsentiert eine intensive in-situ Bodenbildung in einer Bimsfallablagerung.

3.4.2 Diatomeen und Phytolithe

Weiß, pelitische Lagen, die entweder laminiert (plattig) oder massiv ausgebildet sind (dm-bis m-mächtig), wurden an der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe Hannover (BGR) auf ihren Phytolith- und Diatomeengehalt untersucht.

Nur vier der 17 untersuchten Proben (Tab. A15) sind anhand ihres Diatomeenschalengehaltes, der zwischen 10^6 und 10^7 Diatomeenschalen pro Gramm Sediment liegt, und unter dominant anwesender großer Diatomeenschalen als Diatomit zu klassifizieren (Tab. 14).

Tab. 14 Gehalte an Diatomeenschalen, Phytolithen und Archaeomonadaceen pro Gramm Sediment für die vier klassifizierten Diatomite

Probe	Diatomeenschalen/g Sed.	Phytolithe/g Sed.	Archaeomonadaceen/g Sed.
PL 3-103	$2,1 \times 10^7$	$2,5 \times 10^5$	0
PL 21-8	ca. 10^6	ca. 10^3	ca. 10^4
PL-Cap 54	$3,2 \times 10^6$	$9,8 \times 10^6$	$4,7 \times 10^6$
PL-Cap 64	ca. 10^7	ca. 10^5	ca. 10^3

In fünf weiteren Proben wurden sehr geringe Gehalte an Diatomeenschalen (Tab. A15) nachgewiesen. Es wurden planktonisch lebende und benthisch lebende Diatomeen wie z.B. der Gattungen *Epithemia*, *Cocconeis*, *Rhopalodia*, *Cymbella*, *Navicula*, *Surirella*, *Fragilaria* und Chrysophyceenzysten identifiziert (Anhang Tafel 5 und 6). In der Regel dominieren die planktonisch lebenden Diatomeen gegenüber den benthisch lebenden bis auf eine Ausnahme (zwei Proben einer Lokalität). In einigen Proben dominieren die benthischen Diatomeen gegenüber den Archaeomonadaceen.

Zusätzlich zu den Diatomeen und den Archaeomonadaceen wurden Gras-Phytolithe in mehreren Proben nachgewiesen (Tab. A15, Anhang Tafel 9), wobei die Häufigkeit der Gras-Phytolithe mit der Häufigkeit der Diatomeen korreliert. Die Häufigkeit der Diatomeen und der Phytolithe selbst ist von dem Vorkommen der rhyolithischen und dazitischen Vulkaniklastika kontrolliert. Phytolithe bestehen aus biogenem Opal, der in kieselsäureuntersättigten Porenwässern leicht löslich ist. Die Phytolithe enthalten aber weniger OH- in ihrer Kristallstruktur als die Diatomeen, insofern werden die Diatomeen zuerst gelöst.

Es handelt sich hauptsächlich um Gras-Phytolithe der Subfamilie der Chloridoideae. Sie treten vereinzelt im Intervall 2a (9,9 bis 9,0 Mio. a, s. Kap. 3.1.3) auf. In den Proben, die jünger als das Kizilkaya Member sind (< 5,5 Mio. a), wurden die meisten chloridoiden Gras-Phytolithe bestimmt.

Interpretation

Für die meisten lakustrinen Karbonate und Diatomite bestätigt sich die Geländebeobachtung über die Art der Sedimentation. Die Proben Cap 64 und 3-103 (Tab. A2), die beide aus der mächtigsten Seeablagerung des Arbeitsgebiets im Bereich des Karşı und Orta Tepes im Intervall 3c (5,5 – 6,2 Mio. a) stammen, weist die Dominanz planktonisch lebender Diatomeen auf pelagiale Sedimente eines größeren Sees hin. In den anderen Proben dominieren pennate benthische Diatomeen, deren Dominanz typisch für flache Gewässer ist. Einige Proben zeigen ein Vorherrschen der Chrysophyceenzysten gegenüber den benthischen Diatomeen, z.B. in den Proben PL 2-24, PL 7-1, PL 18-6, PL 28-1. Eine mögliche Erklärung dafür könnten im Frühjahr existierende flache Gewässer sein.

Die relative Häufigkeit der Gras-Phytolithe deutet auf Grasland in der Umgebung, aus der die Phytolithe in die Seen eingeschwemmt oder eingeweht wurden.

Sowohl die C3- wie auch die C4-Gräser bilden Phytolithe und dabei so spezifische Formen, dass viele eine Zuordnung zu den Subfamilien der Gräser erlauben. Man unterscheidet die Arten der Chloridoideae, welche in „Kurzgraslandschaften“ auftreten von den Arten der Panicoideae, welche typisch für „Langgraslandschaften“ sind. Unter den Panicoideae treten sowohl C3- als auch C4-Gräser auf, unter den Chloridoideae ausschließlich C4-Gräser. In allen Proben dominierten die chloridoiden Phytolithe, die C4-Gräser, welche besser an aride Bedingungen angepasst sind (TWISS 1992, ALEXANDRE et al. 1997, BARBONI et al. 1999, Anhang Tafel 9).

Gras-Phytolithe wurden erstmalig in den Proben im Intervall 2a (9,9 – 9,0 Mio. a, Anhang Profile1) nachgewiesen. Das anstehende Karbonat am Ak Dağ, von dem die Proben stammen, ist stratigraphisch jünger als das Zelve Member (< 9,9 Mio. a).

Die stärkste Anreicherung wurde im Hangenden des Kizilkaya Members identifiziert, d.h. in Proben mit einem Alter < 5,5 Mio. a.

Die Aussage zur Präsenz der C4-Gräser im untersuchten stratigraphischen Intervall basiert einerseits auf einzelnen Stichproben, andererseits wurde meist an verschiedenen Lokalitäten innerhalb eines Intervalls zwischen zwei vulkaniklastischen Members beprobt. Bis auf die Beprobung am Ak Dağ im Hangenden des Zelve Members (< 9,9 Mio. a) und in Güzelös im Hangenden des Kizilkaya Members (< 5,5 Mio. a) wurden die dazwischenliegenden Intervalle meist an zwei oder drei Lokalitäten beprobt. Innerhalb dieser Intervalle zeigen die Proben verschiedener Lokalitäten alle die Präsenz der C4-Gräser, weshalb die Proben als repräsentativ eingestuft werden.

3.4.3 Petrographie der Paläoböden

Die verbraunten Bodenhorizonte können anhand ihres Mikrogefüges in zwei Gruppen unterschieden werden.

Gruppe 1 (BuK 1-1, BuK 1-2, BuK 1-3, Tab. A4) zeigt dieselben Charakteristika wie die Bodenbildung auf dem Zelve und dem Gördeles Member. Die Böden enthalten > 80 Vol.-% vitrische, mineralische und lithische Komponenten, die gut erhalten sind, ohne starke Korrosionserscheinungen. Die meisten Komponenten weisen dünne, braune Toncutane auf. An den Bimsklasten ist dies am deutlichsten zu beobachten. Im Vergleich zu der initialen Bodenbildung auf dem Zelve Member besteht ein Unterschied in der Porosität. Die verbraunten Horizonte bilden kein massives Mikrogefüge, sondern zwischen den Komponenten besteht unregelmäßig verteilter, intergranularer Porenraum von ca. 1-10 Vol.-%, so dass die Bodengefüge unter Einzelkorn- bzw. schwach entwickelte Krümelgefüge eingeordnet werden können.

Die zweite Gruppe (BuF1-1, BuK1-10, BuK1-9, Tab A4) bilden ebenfalls keine massiven Mikrogefüge, sondern Krümelgefüge vergesellschaftet mit Subpolyedergefügen mit teilweise peloiden Strukturen. In diesen Bodenhorizonten sind nur noch vereinzelt mineralische und lithische Komponenten enthalten (< 5 Vol.-%). Die vitrischen Komponenten sind vollständig ersetzt.

Eine Ausnahme bilden die verbraunten Bodenhorizonte am Profil 2 am Orta Tepe. Sie weisen Charakteristika beider Gruppen auf, lassen sich aber keiner Gruppe direkt zuordnen. Sie bilden Krümelgefüge mit geringem Porenraum (gering separierte Mikrogefüge) und enthalten 1-5 Vol.-% vitrische und mineralische Komponenten, die sehr klein sind (< 0,1 mm). Im Porenraum (ca. 5-10 Vol.-%, complex packing voids) ist mikrosparitischer Calcit enthalten. Ungewöhnlich sind die nicht vollständig zersetzten vitrischen Komponenten.

Organisches Material wurde in den Bodenproben nicht beobachtet, was zusätzlich durch die TC-Messungen bestätigt wurde.

3.4.4 Petrographie der Calcretes

Die pedogenen Karbonate können petrographisch in vier Gruppen (Tab. A6, Anhang Tafel 10) unterschieden werden.

Die erste Gruppe (Anhang Tafel 10) setzt sich aus einer relativ dichten (Porenraum < 2 Vol.-%), beigebraunen, nicht durchsichtigen Grundmasse aus scharf und unscharf begrenzten, oval-runden Tonaggregaten, variierender Größe, die häufig gleichmäßig feinstverteilt von Mikrit durchdrungen sind und feinen weitverzweigten karbonatisch zementierten Adern (max. 10 µm) bzw. Rissen (100 µm) aus mikrosparitischem Calcit zusammen (α -Typ nach TUCKER & WRIGHT 1991). Diese überwiegend tonige Grundmasse bildet eine clotted texture in der sich geringe Anteile (< 10 Vol.-%) und nur kleine Bruchstücke (< 0,4 mm) von Einsprenglingen wie Plagioklas und Biotit, selten Glasscherben oder mafische Lithoklasten befinden. Die meisten mineralischen Komponenten zeigen randlich Korrosionserscheinungen, selten im Inneren siebkornartige Korrosion. In der Grundmasse wurden in sich abgeschlossene runde bis oval-längliche Hohlräume beobachtet, die als Wurzelröhren interpretiert wurden (bis zu 1 mm groß, Anhang Tafel 11). In diesen teilweise vollständig zementierten Wurzelröhren ändert sich die Kristallinität vom Rand zum Zentrum, von mikritisch-mikrokristallin zu mikrosparitisch. Der Calcit in den vereinzelt auftretenden Wurzelröhren ist generell asymmetrisch und unsystematisch orientiert ausgebildet.

Interpretation: Dieses Mikrogefüge ist vergleichbar mit dem Mikrogefüge der obersten 2 m des Oberen Güzel Dere Members. Das Obere Güzel Dere Member repräsentiert eine intensive in-situ Bodenbildung in einer Bimsfallablagerung. Daraus kann man ableiten, dass die Karbonate der Gruppe 1 eine ähnlich intensive Bodenbildung erfahren haben, ob in-situ oder ob ein stark pedogenisierter Boden umgelagert wurde und anschließend zementiert, ist nicht eindeutig zu klären. Im ersten Fall würde es bedeuten, dass die Zementation entweder fast an der Oberfläche stattgefunden hat, d.h. unter arideren Bedingungen oder die Zementation im Zuge des darüberliegenden Bodenbildungsprozesses erfolgte. Bei stark pedogenisiertem, umgelagerten Material (Fall 2) müsste es sich um Oberbodenmaterial handeln, welches anschließend zementiert wurde. Die Tiefenlage zur Paläobodenoberfläche ist für diese Proben nicht eindeutig aus dem Mikrogefüge ableitbar.

Diese Gruppe zeichnet sich durch stark pedogenisiertes Ausgangsmaterial aus, wobei vor allem die vitrischen und lithischen Komponenten zersetzt wurden. Die karbonatische Zementierung in Form von feinstverteiltem Mikrit und mikrokristallinem bis mikrosparitischem Calcit in den Hohlräumen verweist auf die Bildung im vadosen Bereich.

Die Größe, Form, Abgrenzung, Verteilung und Häufigkeit der oval-runden Tonaggregate variiert stark innerhalb einer Probe, was eher gegen umgelagertes Material spricht. Die meist unscharfe Begrenzung lässt sie nicht als Peloide einordnen, da diese in der Regel scharfe Grenzen aufweisen.

Die **zweite Gruppe** (Tab. A6) ähnelt der ersten Gruppe hinsichtlich der massigen, tonigen, clotted Grundmasse und einer etwas erhöhten, aber meist doch geringen Anzahl an mineralischen, vitrischen und lithischen Komponenten (0-20 Vol.-%). Die vitrischen und lithischen Komponenten sind nicht so stark verwittert. Die Grundmasse unterscheidet sich insofern nur, dass sie sehr stark von mikrokristallin bis mikrosparitisch zementierten Rissen bzw. Wurzelröhren durchsetzt ist. Bei Gruppe 1 dominierte Mikrit zu Mikrospart (ca. 90:10). Bei Gruppe 2 ändert sich bis auf wenige Ausnahmen das Verhältnis zu ca. 60:40 Mikrit zu Mikrospart. Der Mikrospart bildet häufig ein weitverzweigtes Netz (Risse), in dem vom

Rand zum Zentrum meist eine geringfügige Kristallvergrößerung selten bis hin zu Sparit (maximal 80 µm) zu beobachten ist. Dies impliziert eine längere bzw. sich wiederholende Durchfeuchtung. Die Anordnung des Calcits ist auch hier asymmetrisch und die Orientierung unsystematisch. Oxidische Phasen treten vereinzelt in dieser Gruppe auf.

Bei der **dritten Gruppe** (Tab. A6, Anhang Tafel 10) dominiert nicht eine tonige und mikritische, sondern eine gering poröse (< 5 Vol.-%), mikritisch bis sparitische Grundmasse mit einem α -Gefüge nach WRIGHT & TUCKER (1991), die wahrscheinlich durch fast vollständige Verdrängung oder Auffüllung des vorhandenen Porenraums bzw. mehrmalige Durchfeuchtung entstanden ist. Die durchschnittliche Sparitkristallgröße variiert für die meisten Karbonate zwischen 15 und 100 µm, wobei der Sparit eher im Inneren des primären Porenraums gebildet ist. Randlich begrenzt Mikrit oder Mikrospatit, die in diesem Zement schwimmenden Komponenten, die sich nicht berühren (Anhang Tafel 10).

In der Grundmasse ist ein höherer Anteil (ca. 10-30 Vol.-%) an mineralischen, vitrischen und lithischen Komponenten als in den beiden anderen Gruppen enthalten. Bei den Komponenten insbesondere den mineralischen Einsprenglingen handelt es sich nicht um Bruchstücke wie in Gruppe 1, sondern es handelt sich meist um gut erhaltene Einsprenglinge von dominant Plagioklas, Klinopyroxen und Biotit, die Kristallgrößen > 0,5 mm aufweisen. Die Komponenten zeigen teilweise Korrosionserscheinungen und nicht auflösbare, braune Säume bzw. sind oft in eine solche Masse eingebettet, insbesondere die teilweise sehr fragilen Glasscherben. Diese Einbettungsmasse kann bis zu 0,5 mm mächtig sein (Anhang Tafel 10) und schützte wahrscheinlich die Komponenten vor weiterer Korrosion. Biotit zeigt teilweise durch das Karbonat auseinandergedrängte Blättchen, andere Komponenten weisen keine Merkmale wie Sprengung oder Breckziierung auf.

Es befinden sich vereinzelt reliktsche Tonaggregate in der Grundmasse, die keine scharfen Begrenzungen haben. Unregelmäßig geformte und komplex verzweigte Muster an Mikrospatit bis Sparit wurden als verfüllte Trockenrisse interpretiert, insbesondere wenn ihre Enden spitz zulaufen. Runde bis oval-längliche, zementierte Hohlräume (Länge: bis 1,5 mm, Breite: bis 1 mm) wurden als Wurzelröhren eingestuft. In den Wurzelröhren, aber auch in den Trockenrissen ändert sich die Kristallinität vom Rand zum Zentrum, von einem mikrokristallinen Calcit zu einem blockigen Sparit. Diese Hohlräume sind teilweise nicht komplett zementiert. Der Übergang ist teils deutlich scharf und teilweise graduell. Der Sparit und Mikrospatit ist in den Wurzelröhren und den Rissen generell asymmetrisch verteilt, was typisch für vadose Bildungsbedingungen ist. Oxidische Phasen wurden selten beobachtet.

Interpretation:

Die wichtigsten Unterschiede zur ersten und zweiten Gruppe bestehen in der größeren Anzahl an primären Komponenten, insbesondere den gut erhaltenen vitrischen Partikeln und ihrem vermutlich tonigen Einbettungsmedium. Diese Gruppe weist ein Mikrogefüge auf, welches bis auf die Zementation vergleichbar ist mit dem Gefüge der ignimbritischen Member (Gruppe 1), die eine geringe Bodenbildung erfahren haben. Die gut erhaltenen vitrischen Partikel signalisieren eine geringe Bodenbildungsintensität. Die eingebetteten Komponenten weisen auf umgelagertes Ausgangsmaterial, was gering verwittert ist, hin. Das Feinmaterial schützte die Komponenten, insbesondere die fragilen Glasscherben während des Transports vor z.B. Bruch oder Abrieb. Die Mächtigkeit des Einbettungsmaterials ist viel größer als bei den pedogen überprägten Ignimbriten. Gegen zusätzlich eingespültes Tonmaterial spricht, dass das Feinmaterial keine Orientierung bzw. Interngefüge zeigt, was bei einer Tonverlagerung geschehen sollte.

Aus dem Geländebefund ist ersichtlich, dass es sich um Lahare, d.h. um umgelagertes Material handelt. Da das Mikrogefüge keine weiteren Hinweise auf eine weitere Zersetzung der Komponenten gibt, müsste direkt im Anschluß an die Umlagerung die karbonatische Zementation unter ariden Bedingungen erfolgt sein, wenn es sich um einen Oberboden handeln würde. Die Probenahme der Karbonate erfolgte jedoch gezielt im Gelände mit der Annahme, dass sie aus einer Tiefe > 40 cm zur Paläobodenoberfläche stammen. Wenn diese Annahme richtig getroffen wurde, müßte die Zementation in größerer Tiefe (> 40 cm) zur Paläobodenoberfläche stattgefunden haben. Die unterschiedlichen Kristallgrößen des Calcits weisen auf einen längeren Zeitraum der Zementation hin.

Die **vierte Gruppe** unterscheidet sich grundsätzlich von den anderen drei Gruppen durch ihr meist dominantes Einzelkorngefüge (Tab. A6, Anhang Tafel 10), welches sich aus besser sortierten vitrischen, mineralischen und lithischen Komponenten und Calcit variabler Kristallgröße zusammensetzt. Der Porenraum beträgt 10-30 Vol.-%. Die Poren bilden complex packing voids, d.h. die Poren sind zwischen den Komponenten und dem mikrosparitischen Calcit eher unsystematisch verteilt ausgebildet. Ihre Größe beträgt ca. 150 μm (Länge). Der Anteil der mineralischen Komponenten (meist Plagioklas, Klinopyroxen und Biotit), Glasscherben, nicht kollabierten Bimsklasten und überwiegend mafischen Lithoklasten beträgt 40-60 Vol.-%. Die Komponenten zeigen nur geringfügige Korrosionserscheinungen. Die vitrischen Partikel sind gut erhalten. Die Komponenten umgibt wie auch in Gruppe 3 häufig reliktsch eine braune, nicht auflösbare Grundmasse. Die Komponenten sind meist viel geringer eingebettet als in Gruppe 3. Wenn sie in dieser Grundmasse eingebettet sind, verbinden sie dadurch teilweise die Komponenten. Es scheint, als ob das Feinmaterial teilweise ausgespült worden wäre.

Der Anteil des Calcits beträgt 10-15 Vol.-%. Er ist mikritisch, mikrosparitisch und sparitisch ausgebildet. Mikrit und Mikrosparit bilden häufig eine clotted texture und Säume um die Komponenten. Mikrosparit und Sparit tritt intergranular auf bzw. bildet ungleichmäßige, nicht vollständige Säume um die Komponenten. Er füllt nie vollständig den Porenraum zwischen den Komponenten aus.

In zwei Proben einer Lokalität (Probe 3-20 und 3-22) bildet der Calcit einzelne unregelmäßig geformte sehr große (bis zu 250 μm) Sparitkristalle, die an einzelnen Komponenten haften bzw. diese verbinden.

Interpretation

Das Mikrogefüge von Gruppe 4 weist auf umgelagertes Material mit kurzer Zeitdauer für die Zementation hin bis der nächste Lahar die Bodenbildung (Zementation) unterbrochen hat. Es könnte der Gruppe 3 entsprechen, wenn nicht die hohe Porosität und die geringe Einbettung vorhanden wäre. Dieses Gefüge tritt häufig in den stratifizierten meist besser sortierten Karbonaten auf.

Pflanzenzellen, insbesondere Gewebereste aufgebaut aus mindestens fünf verbundenen Zellen eines Zelltyps ohne erkennbare Organkontur wurden in einer pedogenen Wurzelröhre (3-120) und in einem lakustrinem Karbonat beobachtet (9-3). Es handelt sich dabei um Leitbündelgewebe, was keiner genauen Pflanzenfamilie zugeordnet werden kann (Anhang Tafel 11).

Profil 1 Karşı Tepe

Im Makrogefüge unterscheiden sich die massigen Calcretebänke deutlich durch die Menge der feinverteilt überwiegend grauen Klasten, d.h. ihrem primären Ausgangsmaterial. Im Mikrogefüge weisen die Calcretehorizonte ebenfalls deutliche Unterschiede auf.

Der obere Karbonathorizont (3-133 bis 3-136) zeigt über seine gesamte Mächtigkeit ein homogenes Mikrogefüge, welches mit dem Gefüge der Gruppe 3 übereinstimmt. In der Grundmasse befinden sich ca. 25-30 Vol.% mineralische, vitrische und lithische Komponenten, die sich nicht berühren. Zu den mineralischen Einsprenglingen zählen Plagioklas, Klinopyroxen, Biotit und Oxide. Sie sind korrodiert und zeigen nur teilweise die gering auflösbare Einbettungsmatrix. Mindestens zwei mafische Lithoklasttypen wurden beobachtet. Die Porosität ist sehr gering mit < 2 Vol.-%. Die meisten Hohlräume sind vollständig asymmetrisch von mikrosparitisch bis sparitisch zementiert.

Innerhalb der horizontal genommenen Proben 3-133a, 3-133b und 3-133c treten keine Variationen auf. Die oberste Calcretebank wurde im Gelände mit ca. 1 m Tiefe zur gedachten Paläobodenoberfläche angegeben. Die Gefügebeschreibung würde die Annahme stützen, dass es sich bei der Position des Karbonats um die primäre Tiefenlage zur Paläobodenoberfläche handelt.

Die karbonatisierte Wurzelröhre (Probe 3-136), die bis in den darunterliegenden Lahar hineinreicht, ist intern nicht strukturiert, enthält weniger Komponenten, aber einen mit den obersten Proben vergleichbaren Zementationsgrad.

Der Karbonathorizont 2, mit seinem dominant stark rhyolithisch, vertikal strukturierten Makrogefüge (Proben: 3-137 bis 3-139) im zweiten Lahar, lässt sich dem Mikrogefüge der Gruppe 1 zuordnen. Es bildet eine clotted texture mit unscharf abgegrenzten, unregelmäßig geformten Tonaggregaten. In der dominant tonigen Grundmasse sind nur 5-10 Vol.% überwiegend mineralische Bruchstücke (< 0,5 mm) erhalten. Sie zeigen Korrosionserscheinungen und vereinzelt auch Sprengungsmerkmale. Ein kleiner Anteil an stark korrodierten vitrischen Komponenten ist erhalten (1-2 Vol.-%). Das Mikrogefüge variiert nicht mit zunehmender Tiefe.

Ab Probe 3-140 (Horizont 3) wechselt das Mikrogefüge erneut zur Gruppe 3, d.h. die Grundmasse ist wieder mikritisch bis mikrosparitisch mit einer größeren Anzahl an mineralischen und vielen vitrischen Komponenten (10-20 Vol.-%), die nur noch reliktsch die braune, undurchsichtige Einbettungsmatrix aufweisen. Ab dieser Tiefe ist das Karbonat auch makroskopisch auffällig mit Bimslapilli angereichert.

Die im Liegenden Karbonatproben zeigen wieder die Charakteristika der Gruppe 1 allerdings mit nicht zersetzten, cm-großen Bimslapilli. Es sind nur noch wenige stark korrodierte Bruchstücke von mineralischen Komponenten und keine Lithoklasten vertreten.

Profil 2 am W-Hang des Orta Tepes

Die drei Karbonathorizonte an der Basis der Lahare am W-Hang des Orta Tepes sind makroskopisch sehr ähnlich mit einer scheinbar besseren Sortierung und Stratifizierung. Sie unterscheiden sich in ihrem Mikrogefüge. Der obere Karbonathorizont (Probe 3-17) gehört mit seinem massiven Mikrogefüge und der dominant karbonatischen Grundmasse (clotted) zur Gruppe 3. In der mikrosparitisch bis sparitischen Grundmasse befinden sich unregelmäßig geformte Tonaggregate (10 Vol.-%) und mineralische, vitrische und vereinzelt lithische Komponenten (25-30 Vol.-%), die sich nicht berühren. Sie zeigen Korrosionserscheinungen

und sind nur reliktsch in eine tonige Matrix eingebettet, was eigentlich typisch für die Gruppe 3 ist. Die wenigen Wurzelhöhlräume enthalten den typisch asymmetrisch gewachsenen Sparit.

Der mittlere Karbonathorizont (Probe 3-20) zeigt das typische granulare Gefüge der Gruppe 4. Der Porenraum beträgt ca. 20 Vol.-% und der Anteil an Komponenten ca. 50 Vol.-%. Die Komponenten sind reliktsch in einer braunen, dichten Matrix eingebettet und berühren sich teilweise über diese Matrix, die wie Stege zwischen den mineralischen Einsprenglingen fungieren. Die Komponenten sind dadurch teilweise verbunden. Es scheint, als ob das Feinmaterial teilweise ausgespült worden wäre oder nur über kurze Distanz transportiert.

Calcit tritt in zwei Kristallgrößen auf: einerseits kleine intergranulare Kristalle (zwischen 10-30 µm). Andererseits unregelmäßig geformte sehr große (bis zu 250 µm) Sparitkristalle, die an einzelnen Komponenten haften, sie teils umschließen und mit anderen verbinden, dabei wird der Porenraum nie vollständig ausgefüllt.

Der unterste Karbonathorizont (3-22) zeigt ebenfalls das typische granulare Gefüge der Gruppe 4. Der Porenraum beträgt bis zu 30 Vol.-% und der Anteil an Komponenten ca. 60 Vol.-%. Die mineralischen Komponenten überwiegen im Gegensatz zu den vitrischen und lithischen Komponenten. Sie sind teilweise vollständig und teilweise nicht in die braune, dichte Matrix eingebettet. Die Komponenten sind dadurch teilweise verbunden. Es scheint, als ob das Feinmaterial teilweise ausgespült worden wäre oder nur über kurze Distanz transportiert. Calcit hat sich einerseits intergranular gebildet und andererseits wie im darüberliegenden Karbonat als große Sparitkristalle (200-250 µm), die an einzelnen Mineralen haften bzw. sie teilweise umschließen.

Profil 3 im Tal des Hayratsköse Deres

Das 3,4 m mächtige anstehende Karbonat, das makroskopisch in drei verschiedene Bereiche gegliedert wurde (s. Kap. 3.2.5) zeigt ein relativ homogenes Mikrogefüge über die gesamte Mächtigkeit. Alle drei Bereiche weisen ein granulares, mäßig sortiertes Mikrogefüge auf. Ungewöhnlich ist das granulare Mikrogefüge insbesondere der obersten, massiven, sehr harten Topbank.

Der Porenraum beträgt ca. 20 Vol.-%. Der Anteil an mineralischen, vitrischen und lithischen Komponenten beträgt zwischen 60-70 Vol.-%. Die Komponenten zeigen geringe Korrosion, die vor der Umlagerung eingesetzt haben muß. Die vitrischen Komponenten dominieren in diesem Karbonat. Lithische Klasten sind fast gar nicht vertreten. Die meisten Komponenten sind in die braune, dichte Matrix eingebettet, die teilweise über ausgedünnte Stege Kontakte zwischen ihnen herstellt. Diese Ausbildung impliziert ausgespültes Feinmaterial. Vereinzelt treten meist oval-runde braune, undurchsichtige Tonaggregate auf. Mikrospartischer Calcit (4-10 µm) wächst in den Poren zwischen den Komponenten, füllt diesen aber nie vollständig oder gleichmäßig aus. Der Mikrospart scheint zufällig verteilt in den Poren zu sein. Einzelne Blättchen des Biotits werden teilweise auseinandergedrängt und zementiert.

Singuläre Nodule

Aus der *Nodule* (Abb. 6) wurden zwei jeweils 1,8 cm dicke Scheiben gesägt (Anhang Tafel 16). Eine Scheibe wurde über die Längserstreckung der *Nodule*, die zweite von der Mitte ausgehend nach Außen orientiert. Die Scheibenorientierung entsprach zusätzlich den Lagerungsverhältnissen im Gelände (Abb. 6).

Das Mikrogefüge, der intern nicht strukturierten *Nodule* ist homogen über die untersuchte Längserstreckung und den gedachten Kern-Randbereich (Mitte-Außen). Die *Nodule* weist ein massives Mikrogefüge auf. Die Porosität beträgt weniger als 1 Vol.-%. Die *Nodule* lässt sich petrographisch in die Gruppe 3 der Mikrogefüge einordnen. Die clotted texture der Grundmasse wird aus Mikrit und Mikrospatit gebildet. In ihr befinden sich 25-30 Vol.-% mineralische, vitrische und lithische Komponenten und braune, oval-runde Tonaggregate. Die Komponenten berühren sich nicht. Insbesondere die vitrischen Komponenten zeigen die braune Einbettungsmatrix, die auf Umlagerung hinweist. Der vermutete Geländebefund, dass die *Nodules* sich in einem umgelagertem Horizont gebildet haben, würde dies bestätigen.

Die Glasscherben und Minerale sind trotz umhüllender Matrix stark korrodiert. Die Glasscherben weisen nicht so sehr viele fragile Strukturen auf.

In der mikritisch-mikrospatitischen Grundmasse sind nur vereinzelt kleine Hohlräume (~ 2 Vol.-%, meist 300-500 µm lang) teils vollständig mit blockigem Spatit gefüllt. Der Spatit ist asymmetrisch verteilt. Am Rand der Hohlräume ist mikrokristalliner Calcit zu beobachten.

Makroskopisch ist kein interner Aufbau der *Nodule* zu beobachten und mikroskopisch ebenfalls nicht.

Zusammenfassung und Interpretation

Die Kriterien zur Beschreibung pedogener Karbonatgefüge ist nur teilweise geeignet für die Ansprache der untersuchten Calcretes. Die meisten beobachteten Merkmale entsprechen eher einem α -Gefüge nach WRIGHT & TUCKER (1991), welches typischer für Böden arider Gebiete ist, in denen weniger biologische Aktivität vorherrscht.

Es wurden bis auf die Gruppe 4 clotted textures, d.h. mikritischer bis spatitischer Calcit in der Grundmasse, ungleichmäßiger Blockcalcit in teilweise verfüllten Rissen und Wurzelröhren und selten circumgranulare cracks beobachtet, was sie unter Karbonate mit einem α -Gefüge nach WRIGHT & TUCKER (1991) einordnen lässt. Gegen ein typisches α -Gefüge sprechen die selten vorhandenen Korrosionserscheinungen der mineralischen, untergeordnet vitrischen und lithischen Komponenten, da diese meist in einer nicht auflösbaren feinen Grundmasse eingebettet sind. Wenn die Säume fehlten, wie es charakteristisch für Gruppe 1 und 2 war, dann wurde Korrosion beobachtet. Ein Lithoklasttyp, aus einer dichten braunschwarzen Matrix mit Plagioklasleisten bestehend, war häufig zu Tonaggregaten alteriert.

Mineralsprengung wurde selten im Falle der Gruppe 3 und 4 in Biotit beobachtet. Beobachtete Brekkzierung wurde meist mit der Probepräparation in Zusammenhang gebracht, da diese nicht mit allgemeingültigen Kriterien für Brekkzierung übereinstimmen (STOOPS 2003).

Die Komponenten schwimmen, wie es typisch ist für pedogene Calcretes, in einer feinkörnigen Karbonatmatrix, was eher auf das Ausgangsmaterial zurückgeführt wird, welches primär keine korngestützten Gefüge ausbildet.

Die Ausbildung der eingeteilten Karbonatzementationsgruppen steht in einem engen Zusammenhang zwischen dem Gefüge des Ausgangsmaterials, der daraus bedingten Porosität und der Bodenbildungsintensität.

Viele Proben weisen Merkmale aus mehr als einer Gruppe auf, die als Endglieder definiert worden sind. Es dominiert kein Mikrogefüge und es gibt keinen Zusammenhang zwischen

Ausbildung bzw. Reifestadium und Mikrogefüge. Eine Ausnahme bilden die Calcretes in den stratifizierten Ausgangsmaterialien. Diese Calcretes weisen meist ein Einzelkorngefüge auf.

Angenommen wurde, dass die Calcretes mit Mikrogefüge 1 stärker pedogenisiert worden sind mit einer gleichzeitigen Bildung < 40 cm unter der Paläobodenoberfläche. Im Profil 1 am Karşı Tepe hat sich gezeigt, dass das Mikrogefüge 1 nicht zwingend mit einer geringen Bildungstiefe zur Paläobodenoberfläche in Zusammenhang gebracht werden kann.

3.5 Kathodenlumineszenz

Die Kathodenlumineszenz ermöglicht die Unterscheidung verschiedener Wachstumsstadien bei Karbonaten durch Fremdatome bzw. Gitterfehler, die in der Kristallstruktur auftreten. Es wurde ein Beispiel der Gruppe 3 mit mikritisch bis sparitischer Grundmasse (Tab. A2, Probe 3-38) und ein Beispiel der Gruppe 1 mit mikritisch bis mikrosparitischer Grundmasse (Probe 3-42, Tab. A2) für die Untersuchungen ausgewählt.

Die karbonatische Grundmasse der Probe 3-38, Vertreter der Gruppe 3, setzt sich aus Mikrit, Mikrosparit und Sparit zusammen, wobei sich der Sparit meist im Zentrum der Grundmasse befindet und der Mikrit bzw. Mikrosparit die Komponenten säumt. Einige Komponenten weisen die braunen, nicht auflösbaren Säume auf.

Die Sparitkristalle mit durchschnittlicher Kristallgröße von 15-60 µm sind meist nicht lumineszierend (Anhang Tafel 12), was bedeutet, dass es sich um Calcit mit Spuren von Fe handeln kann, der als Deaktivator fungiert. Einige größere Sparite (> 70 µm) zeigen Kerne, die nicht lumineszieren, randlich jedoch weisen sie zwei bis drei orange lumineszierende Zonen auf (Anhang Tafel 12), was auf Erhöhungen im Mn-Gehalt und damit auf schwankende Bildungsbedingungen hinweisen könnte.

Die mikritischen Säume um die Komponenten und die mikrosparitische Matrix weisen ebenfalls orange Lumineszenzfarben auf, was eine Erhöhung des Mn-Gehalt im Calcit anzeigt (Anhang Tafel 12). Der Mikrit bildet nicht nur Säume um die Komponenten, sondern deutet auch ein polygonales Netz in sparitischen Bereichen an. Mikrit und Mikrosparit weisen die gleiche orangefarbene Lumineszenz auf, woraus man schließen kann, dass sie wahrscheinlich gleichzeitig gebildet worden sind.

Das unterschiedliche Lumineszverhalten der Sparitkerne, des Mikrits und Mikrosparits zeigt, dass es sich nicht um eine gleichzeitige Bildung handelt, sondern dass sich die Bedingungen während des Wachstums geändert haben müssen bzw. genügend Zeit bei der Bildung vorhanden war, um Lösungs- und Umlösungsprozesse stattfinden zu lassen.

Die Zonierung an einigen Stellen des Sparits weist auf eine mehrmalige Durchfeuchtung und Austrocknung oder auf Lösungs- und Rekristallisationsprozesse hin, die gleichzeitig mit der Mikrit- und Mikrosparitbildung erfolgt sein könnte.

Die karbonatische Grundmasse der Probe 3-42, Vertreter der Gruppe 1, setzt sich aus dominant Mikrit und Mikrosparit zusammen. Dieses Karbonat besteht im Gegensatz zur Probe 3-38 aus einer fast reinen tonigen Matrix, die gleichmäßig von Mikrit durchsetzt ist und weniger als 2 Vol.-% an mineralischen Komponenten enthält. Ein mikritischer Saum umgibt die wenigen, kleinen mineralischen Einsprenglinge (Plagioklas). In der Matrix befinden sich hellbraune, oval-runde Tonaggregate, die von Mikrit durchsetzt sind. Die Tonaggregate sind durch den mikrokristallinen Calcit miteinander verbunden. In vereinzelt Hohlräumen ist

randlich Mikrosparit ($< 10 \mu\text{m}$) ausgebildet. Er bildet nur eine ungleichmäßige, unvollständige und dünne Auskleidung der Hohlräume.

Die Grundmasse luminesziert homogen orange bis rot, was auf eine Erhöhung im Mn-Gehalt hinweist (Anhang Tafel 13). Die Aggregatstrukturen verschwinden teilweise komplett in der Grundmasse. In einigen wenigen Hohlräumen hebt sich der Mikrosparit mit einer geringfügig helleren orangen Lumineszenzfarbe ab. Der Mikrosparit zeigt keine Zonierungen. Der Calcit der Grundmasse und der Mikrosparit weisen eine relativ ähnliche Zusammensetzung auf, die in beiden Fällen leicht an Mn angereichert ist.

Interpretation

Die unterschiedlichen Kristallgrößen des Calcits weisen in Gruppe 3 auf mehrere Zementgenerationen hin, im Gegensatz zu dem Vertreter der Gruppe 1, der eine relativ einheitliche Zusammensetzung aufweist. Die Isotopie der Gruppe 1 sollte demzufolge ein primäres Isotopensignal erzeugen.

3.6 Mineralchemie

Die polierten und C bedampften Proben wiesen eine hohe Mikroporosität der karbonatischen Zemente auf, die die Messung dieser mit aufgeweitetem Strahldurchmesser von $20 \mu\text{m}$ sehr stark einschränkte. Die chemische Charakterisierung erfolgte demzufolge überwiegend an Sparit, seltener an Mikrosparit und Mikrit.

Zwischen Proben unterschiedlicher lithologischer Ausbildung oder entsprechend ihrer Einteilung in die Mikrogefügegruppen zeigten sich keine signifikanten chemischen Variationen. Zwei von vier Proben mit granularem Mikrogefüge (Gruppe 4) wiesen geringfügig erhöhte Sr- und Fe-Gehalte auf, was aber nicht für alle Proben mit granularem Mikrogefüge gilt. Innerhalb dieser Proben ist außerdem auch das gesamte Spektrum abgedeckt.

Die untersuchten pedogenen Karbonatzemente bestehen aus fast reinem Calcit bzw. aus Mg-armen Calcit (MgO bis zu 1,15 Gew.-%, MgCO_3 bis zu 4,4 Mol.-%, Tab. 15, Tab. A10). Die Proben zeigen deutlich eine Korrelation zwischen Mg und Ca im Calcit, je höher der Mg-Gehalt um so geringer der Ca-Gehalt. Die höchsten MgCO_3 -Gehalte wurden in den Proben 3-38 (Bank, Gruppe 3), 3-13 (Bank, Gruppe 2), 1-7 (*Nodule*, Gruppe 2) und 1-44 (Bank, Gruppe 2) bestimmt.

Der Sr-Gehalt variiert in allen Proben zwischen 0 (NWG= 240 ppm) und 1345 ppm. Diese große Variation tritt auch innerhalb einer Probe auf. Die höchsten Sr-Gehalte wurden in den Proben 2-39 (Bank, Gruppe 4) und 3-20 (Gruppe 4) bestimmt. Der FeO-Gehalt variiert zwischen 0 und 0,18 Gew.-% (Tab. 15), bis auf eine Ausnahme mit 0,44 Gew.-% FeO der Probe 3-20.

Der MnO-Gehalt variiert von 0 bis ca. 0,16 Gew.-% in den meisten Proben. Die Probe 3-105 weist als einzige Gehalte bis zu 0,44 Gew.-% auf, aber auch Gehalte unterhalb der Nachweisgrenze. Es existieren keine Korrelation innerhalb der Spurenelemente Mn, Fe und Sr auch nicht in Abhängigkeit zu Ca oder Mg.

Die Kathodenlumineszenz zeigte insbesondere für die Karbonate der Gruppe 3 (Mikrogefüge) Zonierungen innerhalb des Sparits und geringfügige Unterschiede zwischen Sparit und Mikrosparit in den verfüllten Rissen. Von Interesse war, ob die chemische Variation innerhalb einer Probe mit der unterschiedlichen Kristallgröße zusammenhängt und damit eventuell

Änderungen während der Bildung dokumentiert wurden. In zwei Proben war es möglich den Chemismus in Abhängigkeit von der Kristallgröße zu untersuchen. In der Probe 3-105 (Reifestadium IV, Gruppe 3) zeigten sich chemisch keine Variationen.

In Probe 3-13 (Reifestadium IV, Gruppe 2) zeigte sich ausschließlich eine Variation im MgO -Gehalt, (Abb. 14). Mikrosparit (Messpunkte 16-24, 1,13-1,78 Mol.-% MgCO_3 , Abb. 14) und Sparit (Messpunkte 1-15, 0,16-1,4 Mol.-% MgCO_3) weichen in ihrer MgCO_3 -Zusammensetzung um ca. 0,6 Mol.-% bis auf eine Ausnahme voneinander ab. Eine Verunreinigung durch den angrenzenden tonigen Überzug des Bimsklasts infolge des aufgeweiteten Strahls ist für diesen Messpunkt nicht auszuschließen (BSE-Ausschnitt in Abb. 14). Der Sparit, der die Hohlräume in dem Bimsfragment zementiert hat, stimmt mit 1,68 Mol.-% MgCO_3 mit dem Mikrosparit überein. Im FeCO_3 -, MnCO_3 - und SrCO_3 -Gehalt ist die Variation innerhalb des Sparits zu gering bzw. liegen sie unter der Nachweisgrenze.

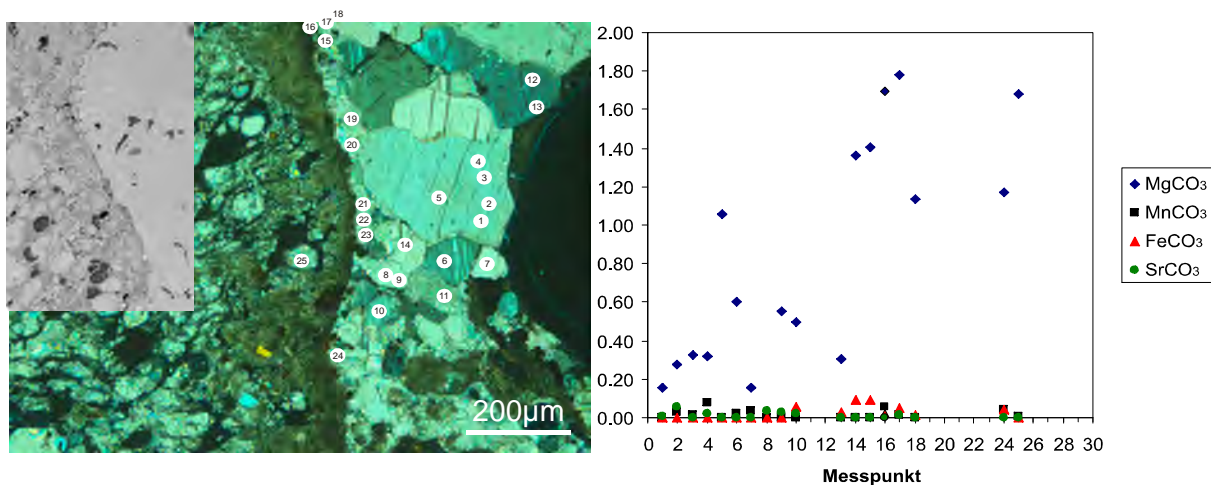


Abb. 14 Chemische Zusammensetzung in Mol.-% von Sparit und Mikrosparit der Probe 3-13, Messpunkte ohne Darstellung der Daten mit zu geringen Summen, gekreuzte Polarisatoren, links BSE Bild, FeCO_3 , SrCO_3 und MnCO_3 unter der NWG

Im Folgenden wurden Analysen von Sparit aus granularem Mikrogefüge, Sparit in Hohlräumen, Sparit in Wurzelröhren, Mikrosparit und Mikrit aus verschiedenen Proben miteinander verglichen.

Sparit in granularem Mikrogefüge

Der Sparit aus den granularen Hohlräumen besteht fast aus reinem Calcit bzw. Mg-armen Calcit (0,1-2,8 Mol.-% MgCO_3 , Tab. 15). Der Sr-Gehalt variiert von < NWG bis 1340 ppm und ist mit 1340 ppm am höchsten im Vergleich zu Sparit aus Proben mit massivem Gefüge (Tab. 15). Diese erhöhten Sr-Gehalte wurden in einem besonders großen Kristall in einer Probe von Profil 2 (3-20, s.u.) bestimmt. Der MnO-Gehalt variiert zwischen 0 und 0,13 Gew.-% und der FeO-Gehalt zwischen 0 und 0,44 Gew.-%. Der MgO-Gehalt variiert zwischen 0 und 0,63 Gew.-% (Abb. 15).

Sparit in massigem Mikrogefüge in Wurzelröhren und Hohlräumen

Der Sparit, der Wurzelröhren und Hohlräumen bzw. Rissen zementiert, ist ebenfalls ein fast reiner bzw. Mg-armer Calcit (0-4,4 Mol.-% MgCO_3 , Tab. 15). Die höchsten MgCO_3 -Gehalte (4,4 Mol.-%) sind geringfügig erhöht gegenüber der Grenze des Mg-armen Calcits bei 4,0 Mol.-%, da es sich nur um drei Analysen handelt und der Median für MgCO_3 1,16 Mol.-% beträgt, sollte dies nicht die Einstufung als Mg-armer Calcit in Frage stellen.

Ergebnisse

Der Sparit in Hohlräumen zeigt ein breiteres Spektrum im MnO-Gehalt (0-0,41 Gew.-%) als der in Wurzelröhren (0-0,12 Gew.-%, Abb. 15), wobei die hohen Gehalte nur vereinzelt analysiert wurden.

Der FeO-Gehalt verhält sich ähnlich, d.h. in Hohlräumen von 0-0,17 Gew.-% und in Wurzelräumen von 0-0,07 Gew.-%. Der Sr-Gehalt variiert zwischen 0-860 ppm für den Sparit in Hohlräumen und von 0-550 ppm in den Wurzelröhren.

Mikrosparit

Der Mikrosparit am Rand von Hohlräumen und Wurzelröhren besteht ebenfalls aus fast reinem bzw. Mg-armen Calcit (0,3-1,5 Mol.-% MgCO_3 , Tab. 15). Die MnO-Gehalte variieren zwischen 0 und 0,39 Gew.-% und sind mit den leicht erhöhten Gehalten in Hohlräumen vergleichbar. Der FeO-Gehalt variiert zwischen 0-0,13 Gew.-%. Der Sr-Gehalt variiert von 0 bis 500 ppm und liegt innerhalb des gemessenen Spektrums (Tab. 15).

Mikrit

Die Untersuchungen zur Zusammensetzung des Mikrits zeigten, dass die mikritische Matrix nicht nur aus einer homogenen, karbonatischen Grundmasse besteht, sondern dass sich in dieser feinverteilt silikatische Mineralphasen (Tonminerale) befinden. Aus diesem Grunde waren weniger Analysen möglich und nur 2 Analysen erreichten in der Gesamtsumme > 97,5 % (Probe 3-42, Tab. A2). Diese Analysen zeigen, dass es sich beim Mikrit ebenfalls um einen fast reinen bzw. Mg-armen Calcit (0,9-1,4 Mol.-% MgCO_3 , Tab. 15) handelt.

Die MnO-Gehalte sind am niedrigsten mit 0-0,04 Gew.-%, ebenso die Sr-Gehalte mit 0 bis 270 ppm. Die FeO-Gehalte < 0,01 Gew.-% liegen unterhalb der Nachweisgrenze. Der Mikrit zeigt unter Berücksichtigung der geringen Analysenanzahl keinerlei signifikante chemische Unterschiede zum Sparit bzw. Mikrosparit.

Tab. 15 Chemische Zusammensetzungen des Sparits, Sparits in WR, der Mikrokristalle und des Mikrit in Mol.-%, Elementoxide in Gew.-% (Einzelanalysen im Anhang Tab. A10)

	CaCO_3 Mol.-%	CaO Gew.- %	MgCO_3 Mol.-%	MgO Gew.- %	MnCO_3 Mol.-%	MnO Gew.- %	FeCO_3 Mol.-%	FeO Gew.- %	Sr in ppm
Granularer Sparit	96,1-99,4	53,9-55,7	0,1-2,8	0-0,63	0-0,19	bd-0,13	0-0,67	bd-0,44	bd-1345
Sparit in HR	95,8-99,3	53,7-55,6	0-4,4	0-1,00	0-0,63	bd-0,41	0-0,26	bd-0,17	bd-860
Mikrosparit	96,6-99,6	54,2-55,9	0-1,5	0,12-0,72	0-0,6	bd-0,39	0-0,15	bd-0,13	bd-500
Sparit in WR	95,6-100,6	53,6-56,4	0,3-4,2	0,06-1,15	0-0,18	bd-0,12	0-0,11	bd-0,07	bd-550
Mikrit	96,3-96,6	54,0-54,2	0,9-1,4	0,5-0,7	0,01-0,04	bd-0,04	0,01-0,03	bd-0,01	bd-270

Bd – below detection limit - unter der Nachweisgrenze

Säume um mineralische Komponenten

Die braunen, kryptokristallinen mit dem Lichtmikroskop nicht auflösbaren Säume um mineralische Komponenten, Glasscherben und Lithoklasten bzw. in die die Komponenten eingebettet sind wurden ebenfalls untersucht. Die Fragestellung bestand in der Identifizierung, ob es sich um Toncutane oder um Mikrit handelt.

Im BSE-Bild zeigte sich, dass diese Bereiche keine homogene Zusammensetzung haben. Aus diesem Grund wurden über ausgewählte Bereiche Element mappings durchgeführt (Anhang Tafel 14). Entweder es dominiert eine karbonatische Grundmasse in der sich feinstverteilt Tonminerale und Mikrokristalle befinden oder es dominiert eine tonige Grundmasse in der sich ebenfalls kleine Bruchstücke von Mineralen befinden (Anhang Tafel 14). Beides ist innerhalb einer Probe möglich.

Zonierung innerhalb von Sparit-Kristallen

In den Karbonatproben mit granularem Mikrogefüge treten neben den kleinen durchschnittlich 60-80 μm großen Spariten in den Hohlräumen weitere ca. 3-4 mal größere auf (bis zu 250 μm). Einige dieser großen Sparitkristalle zeigten Anwachssäume und wurden auf ihre chemische Zusammensetzung untersucht. Der innere Kern (Probe 3-20, Abb. 16, MP 1-7) grenzt sich durch leicht erhöhte SrCO_3 -, FeCO_3 - und MnCO_3 -Gehalte vom umgebenden Anwachssaum (Abb. 16, MP 8-13) ab.

Der MgCO_3 -Gehalt variiert zwischen 0,2 und 0,8 Mol.-%. Der Saum ist chemisch fast homogen, der umschlossene Kristall weist geringfügige Variationen in der Zusammensetzung auf. Während des Wachstums hat sich wahrscheinlich die Zusammensetzung der Lösung geändert, was durch erhöhte Evaporation bedingt sein kann (KHADIKAR et al. 2000).

Ergebnisse

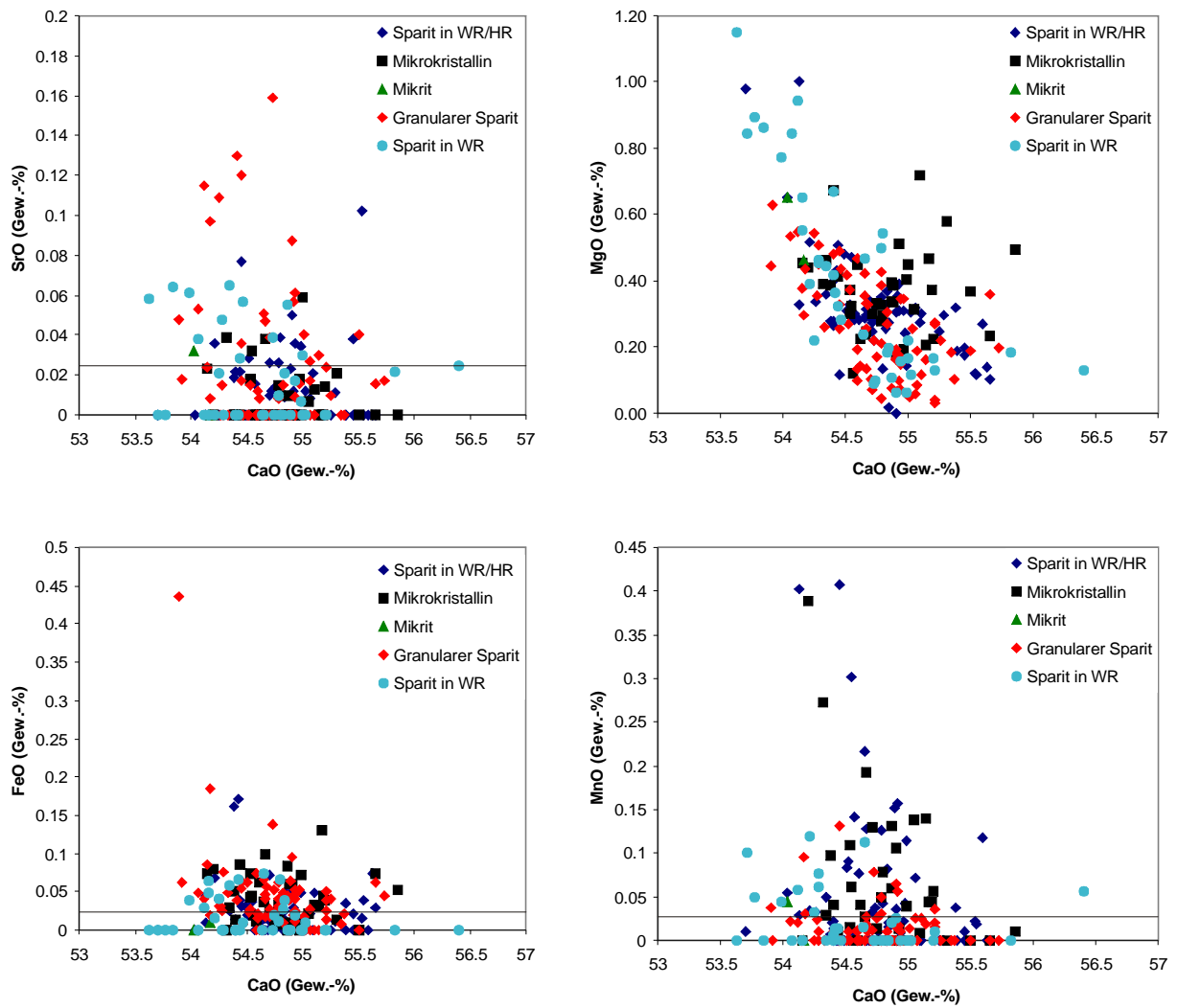


Abb. 15 Chemische Variation der Zusammensetzung aller pedogenen Calcitzemente, horizontaler Strich entspricht der Nachweisgrenze

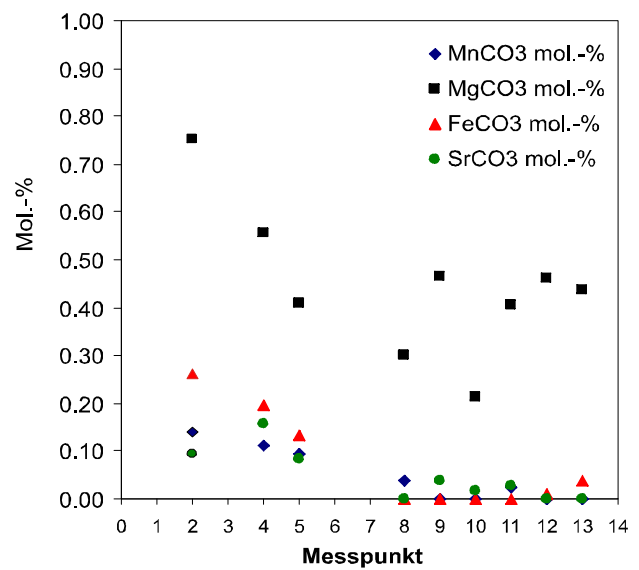
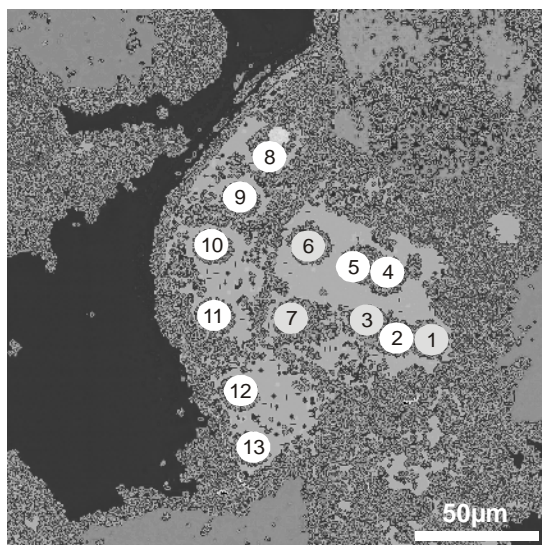


Abb. 16 Chemische Zusammensetzung von Sparit in granulemem Gefüge der Probe 3-20, Messpunkte 1, 3, 6 und 7 ohne Darstellung der Daten, da zu geringe Summen

3.7 Tonmineralogie

Um sich einen Überblick über die vorherrschende Tonmineralogie in den Paläoböden aus unterschiedlichen stratigraphischen Positionen zu verschaffen, wurden nicht nur Proben aus dem Zeitintervall der Calcretebildung untersucht (Tab. 11). Es wurden 20 Proben ausgewählt, deren geochemische Charakterisierung bereits 2003 mittels RFA erfolgt war. Aus dem Intervall der Calcretebildung wurden weitere 19 Proben aus den drei einzelnen Profilen auf ihre tonmineralogische Zusammensetzung untersucht.

Röntgenographische Untersuchungen zu unterschiedlichen stratigraphischen Positionen

Die Röntgendiffraktogramme der 20 Paläobodenproben aus stratigraphisch unterschiedlichen Positionen sind sehr ähnlich. Sie zeigen Reflexe, die in der Regel sehr hohe Halbwertsbreiten aufweisen, was VELDE (1992) als typisches Kennzeichen für Tonminerale in Böden beschreibt.

In allen 20 untersuchten Paläoböden wurde Kaolinit nachgewiesen (Tab. 16). In 19 der 20 Proben wurde Smektit (Montmorillonit) durch die Behandlung der Proben mit Glykol und anschließender Temperung identifiziert. Der Hinweis auf sehr quellfähige Tone aus der Probenpräparation hat sich damit bestätigt. Die große Verbreiterung des (001)-Reflexes des Smektit lässt sich auf geringe Kristallgröße, schlechte Kristallinität oder unterschiedliche Schichtdicke infolge variabler Hydratation zurückführen (MOORE & REYNOLDS 1997). Illit wurde in wenigen Proben mit sehr geringem Gehalt nachgewiesen (Tab. 16). Zusätzlich wurden Quarz, Opal, Feldspat und Hämatit in der Tonmineralfraktion mit sehr geringen Anteilen bestimmt. Palygorskit wurde in keiner Probe nachgewiesen. Durch die sehr unterschiedliche Belegungsdichte der Keramikträger sind keine quantitativen Aussagen möglich (s. Kap. 2.4). Innerhalb einer Probe weisen die unterschiedlichen Intensitäten auf relative Verhältnisse hin.

Tab. 16 Identifizierte Tonminerale ausgewählter Paläoböden aus der Ürgüp Formation, (überarbeitete Daten aus PRESCHER (2009)), x- vorhanden, (x)-geringer Gehalt, ((x))-sehr geringer Gehalt, -- nicht vorhanden, kA-keine Aussage möglich

Stratigraphisches Member	Alter (Mio.a)	Anzahl Proben	Smektit	Illit	Kaolinit	Quarz	Opal	Feldspat	Hämatit
		4	x	(x)	x	(x)	(x)	(x)	(x)
Incesu	2,8±0,1 [§]	1	x	((x))	x	x	-	x	-
Kizilkaya	5,5±0,1	5	x	(x)	x	(x)	(x)	(x)	(x)
Gördeles	6,2±0,04	4	x	-	x	(x)	-	(x)	(x)
Tahar	8,0±0,6	2	x	-	x	x	-	x	-
Oberes GD	8,4±0,6	1	-	((x))	x	x	-	x	(x)
Unteres GD	8,4±0,2	1	x	(x)	x	x	-	x	-
Cemilköy	8,6*	0	kA	kA	kA	kA	kA	kA	kA
Sarimaden	9,8*	2	x	(x)	x	(x)	-	(x)	-
Zelve	9,9±0,2								

[§]-Mues-Schumacher & Schumacher (1996), *-geschätztes Alter, Alter fett gedruckt – qualitativ hochwertig, Alter normal gedruckt – qualitativ minderwertig

Detailprofile

Profil 1 Karşı Tepe

Fünf Bodenproben wurden aus dem Profil 1 am Karşı Tepe (Abb. 7) entnommen und röntgendiffraktometrisch untersucht. Die Proben stammten bis auf die Probe 3-147 (Abb. 7) jeweils aus dem obersten verbrauchten Bodenhorizont der fünf aufeinanderfolgenden Lahare. Die Röntgendiffraktogramme sind trotz unterschiedlicher Tiefe der Probenposition und farblicher Unterschiede fast identisch (Abb. 17). Wie in den anderen Bodenproben sind Smektit und Kaolinit in dem Profil vertreten. Kaolinit zeigt sehr breite Reflexe mit sehr geringen Intensitäten. Deutlich ist die Aufweitung der Smektitstruktur zu beobachten, was mit einer Verschiebung der Reflexposition von $2\theta = 6^\circ$ zu $5,2^\circ$ einhergeht. Nach der Temperung über 550°C erfolgt eine weitere Verschiebung zu $2\theta = 8,8^\circ$, die in dem Zusammenbruch des Smektit begründet ist. Der (001)-Reflex des Smektit ist auch in diesen Diffraktogrammen sehr breit, was auf die zu geringe Kristallgröße, schlechte Kristallinität oder unterschiedliche Schichtdicke infolge variabler Hydratation zurückgeführt wird. Vor der Behandlung der Proben wurden nur in Probe 3-147 Reflexe des Illits beobachtet. Zusätzlich wurden Quarz, Feldspat und Hämatit in der Tonmineralfraktion bestimmt. Palygorskit wurde nicht nachgewiesen.

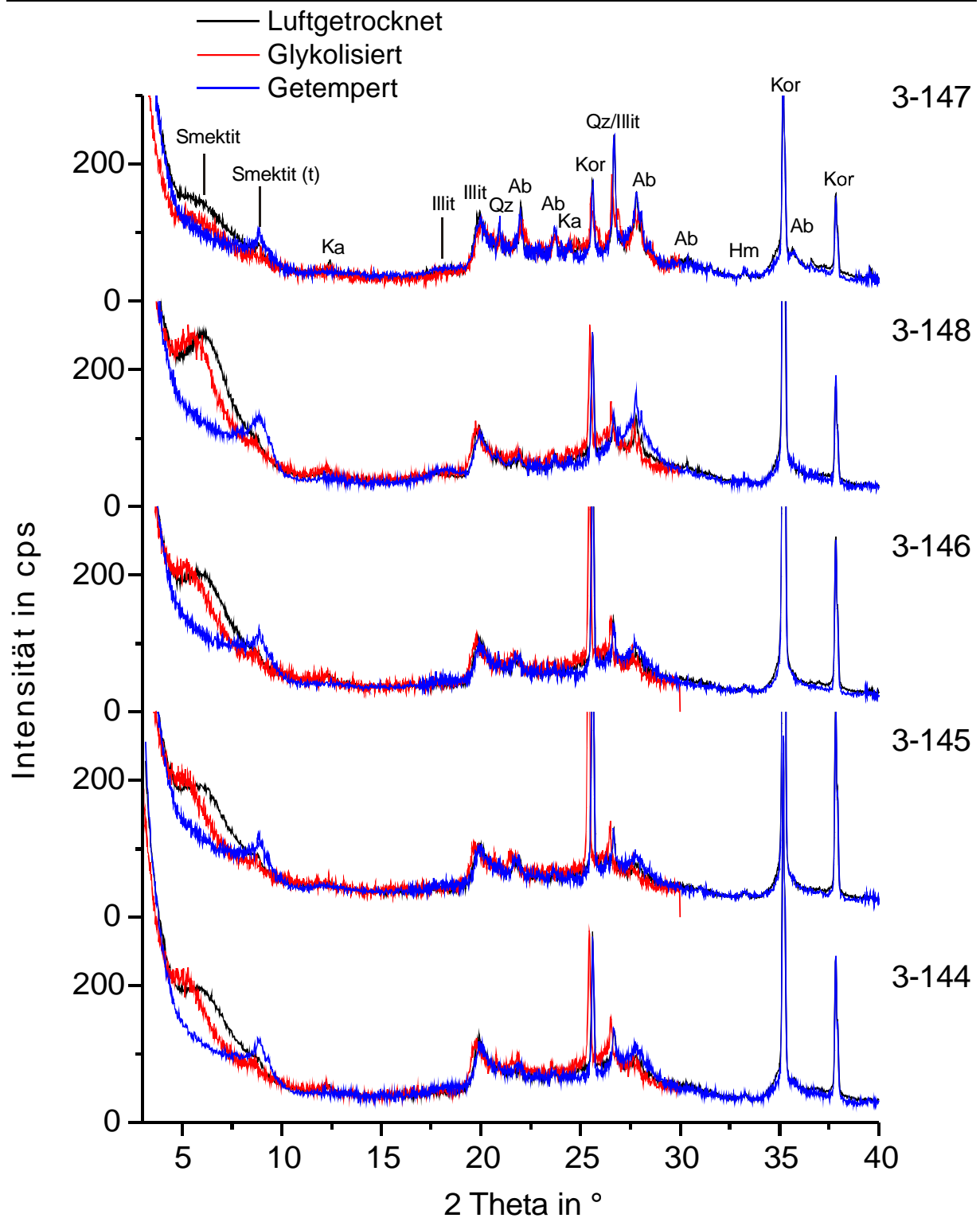


Abb. 17 Diffraktogramme der fünf luftgetrockneten, glykolisierten und getemperten Proben aus dem Profil 1 am Karşı Tepe über die Höhe (Top zur Basis, Abb. 7) mit den Reflexen von Smektit, (t) – Smektit nach Temperung, Kaolinit (Ka), Illit, Albit (Ab), Quarz (Qz) und Hämatit (Hm). Die Reflexe des Keramikträgers (Korund (Kor)) wurden zur Korrektur benutzt.

Profil 2 am W-Hang des Orta Tepes

Aus dem Profil 2 am W-Hang des Orta Tepes wurden acht Proben (Abb. 8) untersucht. Eine Probe oberhalb des ersten Karbonathorizonts, drei Proben zwischen erstem und zweitem Karbonathorizont (3-18, 3-18M und 3-19), zwei Proben zwischen zweitem und drittem Karbonathorizont (3-21 und 3-21a) und zwei Proben unterhalb des dritten Karbonathorizonts (3-22a und 3-22b).

Bis auf Probe 3-21a (Abb. 18) ähneln sich die Diffraktogramme innerhalb des Profils (Abb. 18). Smektit ist bis auf Probe 3-21a in allen anderen Bodenproben vertreten. Die Breite des (001)-Reflexes des Smektit ist wie in anderen Proben sehr groß. Illit tritt nur in Probe 3-16a auf, wobei der intensitätsschwache (001)-Reflex auch auf ein Illit/Smektit-Wechselagerungsmineral hinweisen könnte. Im Gegensatz zu den anderen Bodenproben wurde am W-Hang des Orta Tepes bis auf Probe 3-18 kein Kaolinit identifiziert. In dieser Probe tritt bei $7,17 \text{ \AA}$ ($2\theta = 12,31^\circ$) nur ein sehr schwacher Reflex des Kaolinites ((001)-Reflex) auf. Quarz und Feldspat sind in allen Proben in der Tonmineralfraktion vertreten (Abb. 18). Hämatit weist in allen Proben sehr geringe Intensitäten auf.

Die Probe 3-21a zeigt ein völlig abweichendes Diffraktogramm mit sehr vielen kleinen und einem scharfen Reflex bei $2\theta = 8,32^\circ$ ($10,63 \text{ \AA}$). Dieser Reflex wird nur geringfügig durch die Glykolisierung verschoben. Dieser und 13 weitere Reflexe verschwanden nach der Temperung. Gleichzeitig entstanden vier neue Reflexe und einige Reflexe wurden in ihrer Intensität verstärkt. Dieses Verhalten verweist auf ein Mineral, welches während der Temperung umgewandelt wird z.B. Wasser verliert und in diesem Zusammenhang seine Kristallstruktur ändert. Smektit, in diesem Fall ein 21\AA Montmorillonit, scheidet aus, da der Basisreflex (001) bei $2\theta = 4,11^\circ$ fehlt und die Aufweitung der Struktur zu beobachten ist. Charakteristisch ist dieses Verhalten für Chlorite und Palygorskit. Palygorskit quillt durch die übliche Behandlung mit Ethylenglykol nicht auf, reagiert aber auf Temperung (PREISINGER 1963, MOORE & REYNOLDS 1997). Nach PREISINGER (1963) bildet sich beim Tempern aus dem wasserhaltigen Palygorskit, in dem das Wasser auf mindestens drei verschiedene Arten gebunden ist, ein „Palygorskit-Anhydrit“, was mit einer schrittweisen Dehydratation und einer Änderung der Raumgruppe von $C2/m$ zu $P2_1/a$ verbunden ist. Der stärkste Reflex wird aus diesem Grunde im Temperaturbereich zwischen $80\text{--}150^\circ\text{C}$ immer schwächer und verschwindet vollständig bei 600°C (HAYASHI et al. 1969, BLUME et al. 1996, POST & HEANEY 2008). Gleichzeitig werden andere Reflexe bei $6,4$, $5,4$ und $4,5 \text{ \AA}$ ($2\theta = 13,8^\circ$, $16,4^\circ$ und $19,7^\circ$) verstärkt bzw. treten neue Reflexe durch die Strukturänderung bei $9,2$ und $4,7 \text{ \AA}$ ($2\theta = 9,6^\circ$ und $18,8^\circ$) auf. Beim Vergleich der Reflexpositionen der ungetemperten Probe mit Literaturdaten und den in der Kristallstrukturdatenbank veröffentlichten Daten vom Palygorskit weichen die sechs bzw. sieben wichtigsten Reflexe des Palygorskits mit geringen Differenzen zwischen $\pm 0,001$ bis $\pm 0,05$ für den d-Wert (\AA) ab. Der intensitätsstärkste Reflex (110) weicht in seiner Peakposition um $(+0,22 \text{ \AA})$ (VELDE 1992), $(+0,29 \text{ \AA})$ (GUISTETTO & CHIARI 2004) bzw. $(+0,36 \text{ \AA})$ (POST & HEANEY 2008) ab, so dass Palygorskit ausgeschlossen werden muß. Die unterschiedliche Position des Basisreflexes basiert auf der chemisch variablen Zusammensetzung des Palygorskits. Nach der Temperung sind zusätzliche Reflexe entstanden, aber nicht an den für Palygorskit typischen Positionen. Die gemessene Position des Basisreflexes von $2\theta = 8,32^\circ$ (d-Wert von $10,6 \text{ \AA}$) lässt auf ein Illit/Smektit Wechselagerungsmineral schließen (MEUNIER 2005), aber das Nichtquellen nach der Glykolisierung widerspricht dieser Schlußfolgerung. Es wurden verschiedene Chloritzusammensetzungen überprüft, die keine Übereinstimmung erzielten. Es könnte sich um ein Chlorit/Illit oder Chlorit/Chlorit Wechselagerungsmineral handeln.

Einer der kleineren Reflexe bei 7,31 Å ($2\theta = 12.11^\circ$) könnte dem (002)-Reflex des Clinochrysotiles zugeordnet werden. Weitere kleinere Reflexe des Clinochrysotiles überlagern sich mit Reflexen des Anorthits und Kaolinites, so dass eine eindeutige Aussage nicht möglich ist.

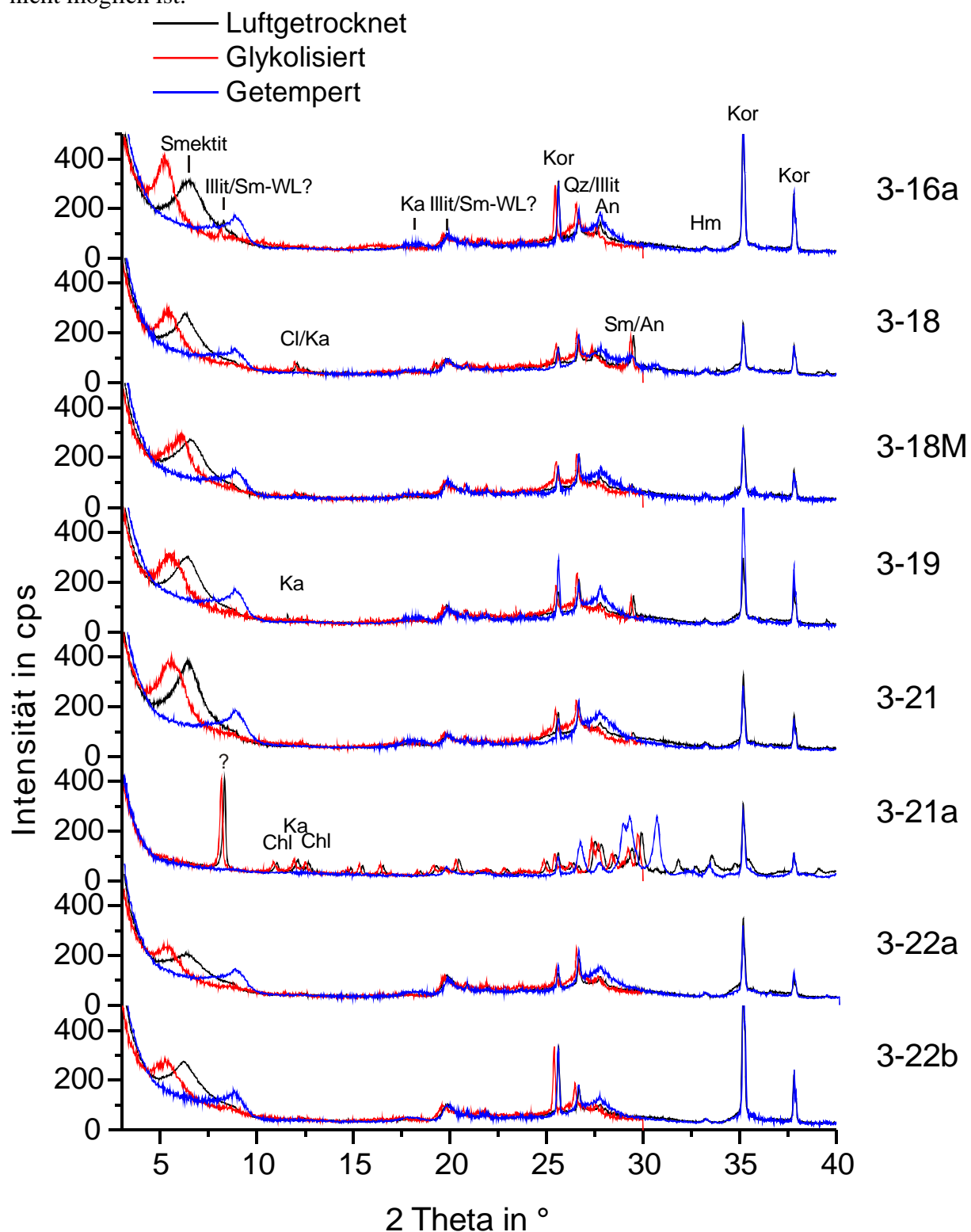


Abb. 18 Acht Diffraktogramme der luftgetrockneten, glykolisierten und getemperten Proben aus dem Detailprofil 2 am W-Hang des Orta Tepes über die Höhe (Abb. 8, Top zur Basis) mit den Reflexen von Smektit, Illit/Smektit WL - Wechsellagerungsmineral, Kaolinit (Ka), Anorthit (An), Quarz (Qz), Hämatit (Hm), Clinochrysotile (Cl) und des Keramikträgers (Korund (Kor)).

Profil 3 im Tal des Hayratsköşe Deres

Vom Profil Hayratsköşe Dere (Abb. 9) wurden drei Proben oberhalb des pedogenen Calcretehorizonts (2-36, 2-37 und 2-38) und zwei unterhalb des Calcretehorizonts (2-46 und 2-47) auf ihre Tonmineralogie untersucht. Es wurde in allen Proben Smektit nachgewiesen (Abb. 19). Die Breite des Hauptreflexes ist in den Proben nah zur Paläobodenoberfläche geringer als in den Proben mit größerem Abstand zur Paläobodenoberfläche. Illit ist als eigenständige Phase insbesondere oberhalb des Karbonathorizonts zu identifizieren. Kaolinit tritt jeweils in den oberen Lagen der einzelnen Bodenhorizonte auf (2-36, 2-37 und 2-46). Quarz, Opal und Feldspat treten ebenfalls auf. Hämatit ist in den Proben oberhalb des mächtigen Calcretehorizontes direkt im Liegenden des Kizilkaya Members gut identifizierbar, was mit der verstärkten Rotfärbung des oberen Bodenbereichs (2,5 YR 4/6) im Einklang steht. Palygorskit wurde nicht nachgewiesen.

Interpretation

Die identifizierten Tonminerale der Detailprofile 1 und 3 stimmen gut mit den Bodenproben aus den gleichen Zeitintervallen (Tab. 16) überein. Das Profil 2 weist nur sehr wenig bis keinen Kaolinit auf, was nicht mit den Daten aus dem gleichen Zeitintervall übereinstimmt. Illit wurde in dem Zeitintervall zwischen dem Tahar und dem Gördeles Member nicht nachgewiesen (Tab. 16). Im Profil 2 ist er fast nicht zu identifizieren. Unter Berücksichtigung der unterschiedlichen Belegungsdichte zeigt sich, dass insbesondere im obersten rotgefärbten Boden im Profil 2 Hämatit nachgewiesen wurde. Goethit wurde in keinem Boden trotz Verbraunung nachgewiesen.

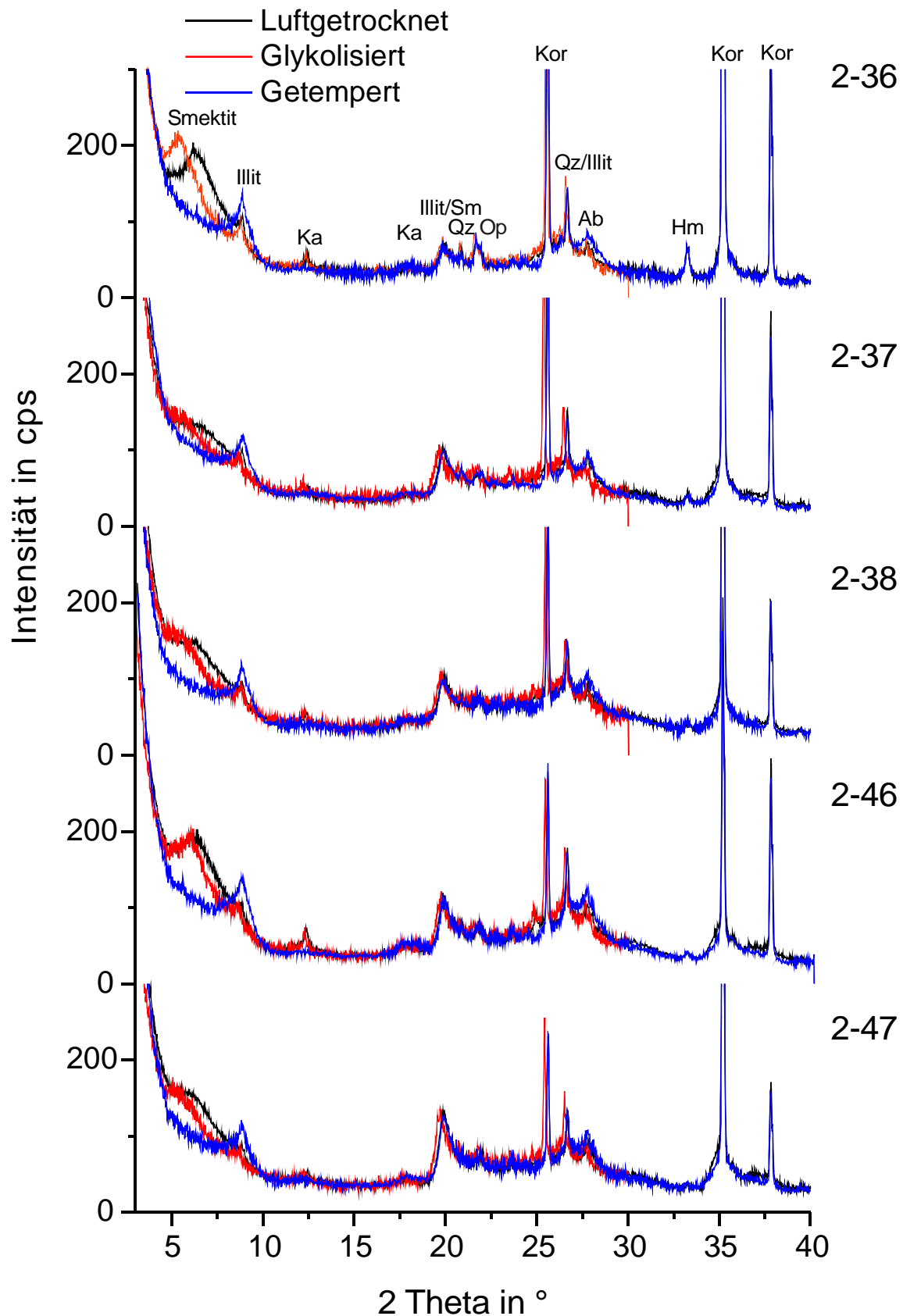


Abb. 19 Fünf Diffraktogramme der luftgetrockneten, glykolisierten und getemperten Proben aus dem Detailprofil 3 im Tal des Hayratsköse Dere über die Höhe (Abb. 9, Top zur Basis) mit den Reflexen von Smektit, Illit, Kaolinit (Ka), Albit (Ab), Quarz (Qz), Opal (Op), Hämatit (Hm) und den Reflexen des Keramikträgers (Korund (Kor)), die zur Peakkorrektur verwendet wurden.

3.8 Stabile Isotope

3.8.1 Laterale und vertikale Variationen in der Isotopie

Um Variationen der Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopie innerhalb einzelner Karbonathorizonte, die einer identischen Bildungszeit entsprechen sollten, zu erfassen, wurden einige Horizonte im cm- bzw. m-Abstand horizontal beprobt.

An der Lokalität 56 (Anhang Tafel 1, Tab. A1) ist ein massiger Karbonathorizont in 85 cm Tiefe unter der Paläobodenoberfläche ausgebildet (Anhang Tafel 6). Aus diesem Karbonathorizont wurden im Abstand von 5 (56-8) bzw. 10 m (56-9) 3 Proben entnommen (Tab. A2, 56-2, 56-8 und 56-9). Die $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse variieren in diesem Horizont um 2,6 ‰ bzw. zwischen $-0,6$ und $+2,0$ ‰ und die $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse variieren ebenfalls um 2,6 ‰ bzw. zwischen $-10,5$ ‰ und $-7,9$ ‰ (Tab. A11).

Die Proben zeigten makroskopisch im Gelände keine Unterschiede im Hinblick auf den Stoffbestand oder die Kristallinität des Karbonats. Probe 56-8 zeigte nach dem Zersägen lokal zwei ca. 1-5 mm-mächtige Karbonatadern (Anhang Tafel 15). Diese Adern und die in dieser Probe unterschiedlich gefärbte Matrix (beige und grau) wurden als fünf Teilproben analysiert und zeigen eine maximale $\delta^{13}\text{C}$ -Variation von 2,1 ‰ und eine $\delta^{18}\text{O}$ -Variation von ca. 3,5 ‰ (Abb. 20). Die homogenisierte Gesamtprobe 56-8 (Abb. 20, MP 6) weicht mit ihrem $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnis von 2,9 ‰ nur um 0,2 ‰ vom Mittelwert ($2,7 \pm 0,8$ ‰) der fünf einzelnen Analysen ab. Das $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis von $-7,9$ ‰ der homogenisierten Probe weicht um 0,8 ‰ vom Mittelwert ($-8,7 \pm 1,2$ ‰) der fünf Analysen ab.

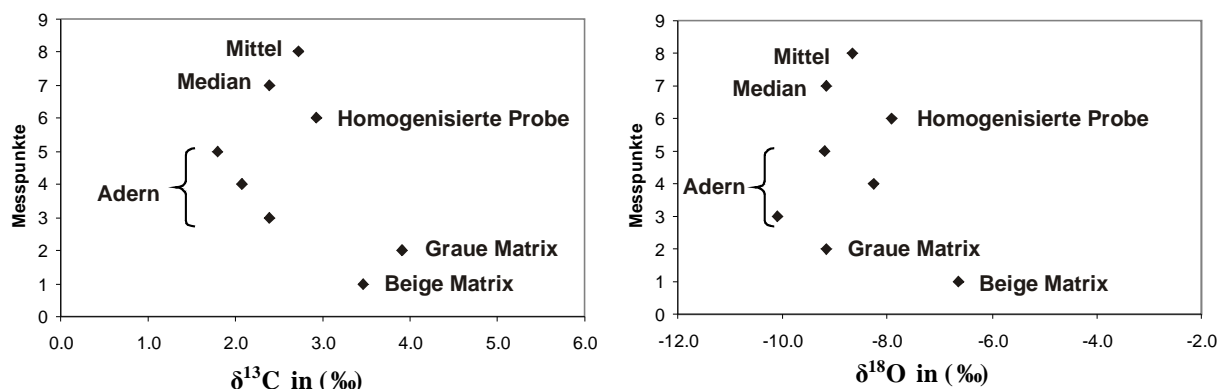


Abb. 20 Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopenverhältnisse der beigefarbenen Matrix (MP1), grauen Matrix (MP2), der weißen Karbonatadern (MP3-5), der homogenisierten Gesamtprobe (MP6) und Mittel (MP 8) und Median (MP9), Standardabweichung $\delta^{13}\text{C} \pm 0,1$ ‰ und für $\delta^{18}\text{O} \pm 0,13$ ‰ (Anhang Tafel 15)

Weitere horizontale Beprobungen ergaben im Vergleich zwischen homogenisierter Probe und Teilproben Abweichungen von ebenfalls 0,2 ‰ für die Kohlenstoff-Isotopie und von 0,4 ‰ in der Sauerstoff-Isotopie, z.B. Probe 3-133 (Tab. A11). Neben tatsächlich verstärkter Zementation könnten sich auch Unterschiede in der Vegetationsdichte oder Diversität in einer lateralen Abweichung widerspiegeln (ALONSO-ZARZA & WRIGHT 2010).

3.8.2 Singuläre *Nodule*

Das Wachstum einzelner Konkretionen um eine Wurzelröhre wird als eine Bildung angesehen, die über einen längeren Zeitraum erfolgt. Um die Variation der Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopie über diese angenommene Zeitspanne zu erfassen, wurde eine singuläre *Nodule* im Detail beprobt. Die *Nodule* wurde entsprechend ihrer Orientierung im Boden vertikal und horizontal zersägt und an 10 Punkten analysiert (Anhang Tafel 16). Der als Kern angenommene Bereich entspricht dem Punkt 7 bzw. 8. Die horizontalen Messpunkte sind 9 und 10.

Die makroskopisch intern nicht strukturierte *Nodule* lässt sich anhand der Kohlenstoff-Isotopie über die Vertikale in 3 Bereiche gliedern (Abb. 21). Bereich 1 beinhaltet die Messpunkte 10 bis 7, die nur eine geringe Abweichung von $-1,1 \pm 0,3 \text{ ‰}$ aufweisen. Zwei dieser Proben (MP: 10 und 9) wurden über die Horizontale von dem angenommenen Kernbereich zum Rand genommen.

Den 2. Bereich bilden die Messpunkte 5 und 6, welche zu positiveren $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnissen tendieren mit dem positivsten $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnis von $-0,22 \text{ ‰}$ am Messpunkt 5. Die Messpunkte 1 bis 4 bilden die 3. Gruppe, welche eine Änderung zu negativeren Verhältnissen als Gruppe 1 und 2 aufweist und intern sehr stark variiert ($-4,4 \pm 1,5 \text{ ‰}$).

Die Sauerstoff-Isotopie variiert ebenfalls über die Vertikale intern von $-9,6$ bis $-7,6 \text{ ‰}$, mit einem geringeren Spektrum als die Kohlenstoff-Isotopie (Abb. 21). Der Verlauf von negativ zu positiveren Verhältnissen hin zu negativeren wiederholt sich wie bei der Kohlenstoff-Isotopie im kleineren Maßstab. Die damit eingeteilten drei Gruppen sind etwas weniger dominant ausgebildet. Gruppe 1 (MP10-7) variiert zwischen $-9,3$ und $-8,6 \text{ ‰}$ (Abb. 21). Gruppe 2 (MP 5 und 6) tendiert wieder zu positiveren $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnissen ($-8,4$ und $-7,8 \text{ ‰}$). Gruppe 3 (MP 1-4) variiert zwischen $-9,1$ bis $-9,6 \text{ ‰}$ und damit geringfügiger als bei der Kohlenstoff-Isotopie.

Im Vergleich einer homogenisierten *Nodule* aus demselben Horizont mit dem Mittelwert der Variation dieser *Nodule* zeigt eine Abweichung um $0,7 \text{ ‰}$ in der Kohlenstoff-Isotopie.

Die petrographische Untersuchung der *Nodule* zeigt keine Variation in ihrer vertikalen bzw. horizontalen Ausbildung. Anhand der drei isotopisch eingeteilten Gruppen könnten 3 Bildungsintervalle abgeleitet werden, wobei der Kernbereich als das älteste und Gruppe 2 und 3 jüngeren Bildungen entsprechen würden. Die Konstanz der Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopie über die Horizontale zeigt, dass es einen Zeitraum gab, in dem das Wachstum gleichzeitig erfolgte.

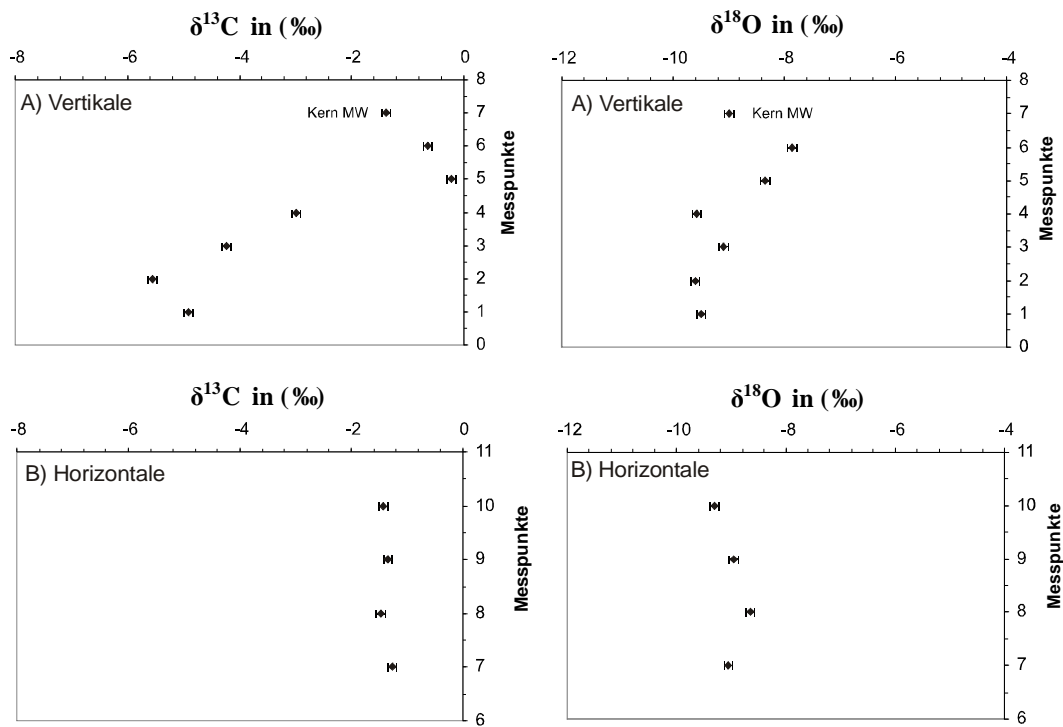


Abb. 21 Kohlenstoffisotopenverhältnisse und Sauerstoffisotopenverhältnisse der singulären Nodule (3-132) über die Vertikale (A) und Horizontale (B) (Anhang Tafel 16)

3.8.3 Profil 1 Karşı Tepe

Innerhalb des Profils am Karşı Tepe zeigt sich mit verjüngender Stratigraphie ein Trend von negativen zu positiven $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnissen (Abb. 22). Dieser Trend verläuft nicht linear und vom Liegenden zum Hangenden, sondern ist innerhalb der einzelnen Karbonathorizonte gegenläufig, d.h. in Annäherung an die Paläobodenoberfläche werden die Verhältnisse negativer. Die Variation der Kohlenstoff-Isotopie des gesamten Profils reicht von $-4,5$ bis zu $+2,5$ ‰, was fast identisch ist mit der gesamten Variation der ermittelten $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse aller pedogenen Karbonate auf dem Nevşehir Plateau. Im obersten Karbonathorizont ist dieser gegenläufige Trend von positiven ($+2,2$ ‰) zu negativeren ($-1,3$ ‰ (Mittelwert aus 5)) $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnissen mit Zunahme zur Paläobodenoberfläche zu beobachten. Die Sauerstoff-Isotopie verhält sich in diesem Horizont konstant mit $-9,4 \pm 0,2$ ‰ (Abb. 22).

Der mittlere Karbonathorizont zeigt einen ähnlichen Verlauf mit einer Abnahme von $-3,5$ ‰ zu $-4,5$ ‰ der untersten Proben mit Annäherung an die Paläobodenoberfläche. Die oberste Probe dieses Horizonts weist ein $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnis von $+0,1$ ‰ auf, was vergleichbar ist mit den Verhältnissen aus dem obersten Horizont. Da dieser Karbonathorizont stark in seiner Mächtigkeit schwankt und nicht über eine größere Entfernung kontinuierlich zu verfolgen ist, könnte die Karbonatisierung eine nachträgliche Verlagerung aus dem oberen (jüngeren) Horizont erfahren haben, was die ähnliche Isotopie erklären würde. Die Sauerstoff-Isotopie ist für alle drei Proben aus diesem Karbonathorizont konstant mit $-8,9 \pm 0,1$ ‰ (Abb. 22).

Der unterste Karbonathorizont inklusive des Karbonatbandes zeigt ebenfalls eine Abnahme in der Kohlenstoff-Isotopie von $-2,3$ zu $-4,4$ ‰ mit Annäherung an die Paläobodenoberfläche (Abb. 22). Die oberste Probe weist ein $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnis von $+1,7$ ‰ auf, was auch wieder vergleichbar ist mit den Verhältnissen aus dem ersten Karbonathorizont. Da die Sauerstoff-Isotopie dieser Probe den Werten des ersten Horizontes entspricht, könnte auch hier eine nachträgliche Verlagerung aus dem ersten Horizont erfolgt sein. Die Sauerstoff-Isotopie der

anderen Proben aus diesem Horizont verläuft wie die Kohlenstoff-Isotopie zu negativeren Werten mit Annäherung zur Paläobodenoberfläche.

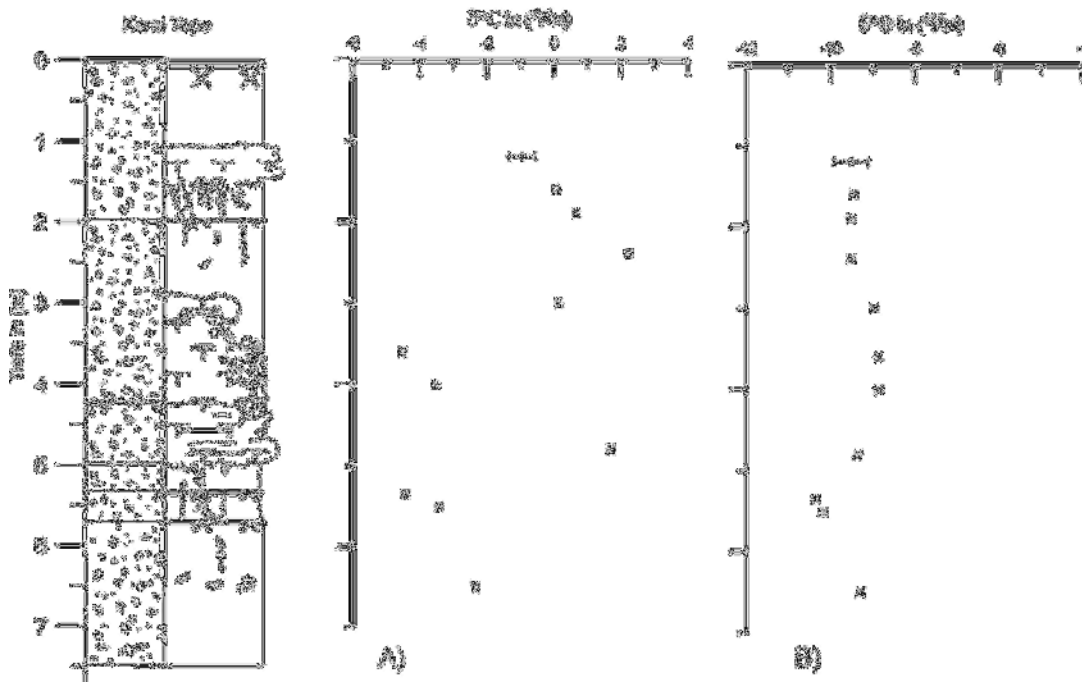


Abb. 22 Verlauf der Kohlenstoff-Isotopie (A) und Sauerstoff-Isotopie (B) der drei Calcretehorizonte im Profil 1 am Karşı Tepe (Abb. 7), für Probe 3-133 wurde der Mittelwert aus 5 Messungen angegeben

3.8.4 Profil 2 W-Hang Orta Tepe

Das Profil am W-Hang des Orta Tepes setzt sich aus einer pedogenisierten Laharfolge mit jeweils einem basalen, stratifizierten Karbonathorizont zusammen. Die Karbonathorizonte zeigen zum Hangenden einen Trend von negativen zu positiveren $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnissen von $-4,8$ zu $-0,7$ ‰ bzw. einer Zunahme um $4,1$ ‰ (Abb. 23). Die Sauerstoff-Isotopie verhält sich ähnlich, wobei die beiden unteren Karbonathorizonte ein fast identisches $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältniss aufweisen ($-10,03$ bzw. $-9,97$ ‰). Der obere Karbonathorizont weicht davon geringfügig zu positiveren Verhältnissen ab ($-7,8$ ‰).

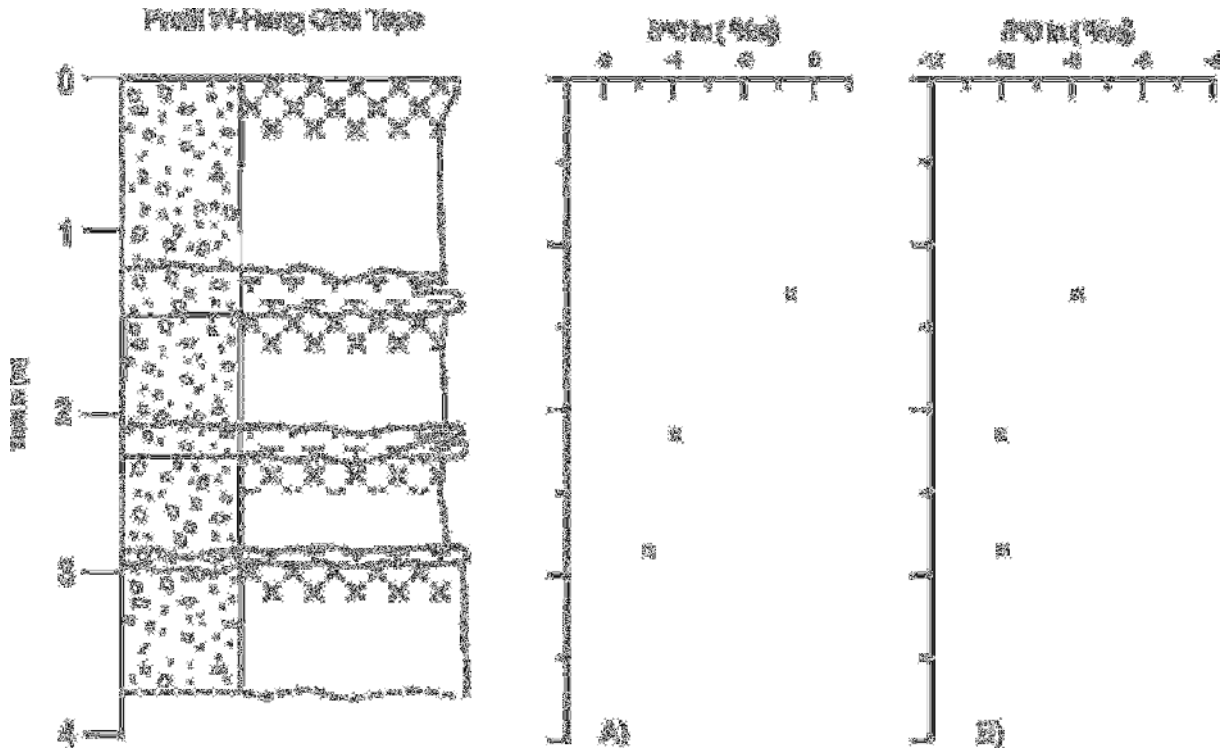


Abb. 23 Verlauf der Kohlenstoff-Isotopie (A) und Sauerstoff-Isotopie (B) der drei Calcretehorizonte im Profil 2 am W-Hang des Orta Tepes (Abb. 8)

3.8.5 Profil 3 Hayratsköşe Dere

In dem Karbonathorizont im Liegenden des Kizilkaya Ignimbrits im Tal des Hayratsköşe Deres ist auch eine Zunahme von negativeren zu positiveren $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnissen von $-3,2$ zu $+0,8$ ‰ zum Hangenden zu verzeichnen (Abb. 24). Der Trend verläuft nicht streng linear, sondern scheint die lithologische Dreiteilung des Karbonathorizonts widerzuspiegeln. Die oberste massive, unlaminierete Bank zeigt ein relativ konstantes positives Verhältnis von $+0,6 \pm 0,2$ ‰. Der zweite Bereich mit den säulig-wabenartigen Strukturen zeigt intern ebenfalls den zuvor beschriebenen negativen Trend mit zunehmender Höhe von $-1,1$ zu $-2,3$ ‰. Die basale, stark geschichtete Lage zeigt die negativsten $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse mit $-3,2$ ‰ an der Basis und $-2,7$ ‰ mit zunehmender Höhe.

Die Sauerstoff-Isotopie verhält sich mit $-8,6 \pm 0,4$ ‰ konstant im gesamten Karbonathorizont. Der zweite Bereich, der in der Kohlenstoff-Isotopie intern eine Änderung zeigt, deutet sich auch in der Sauerstoff-Isotopie an (Abb. 24).

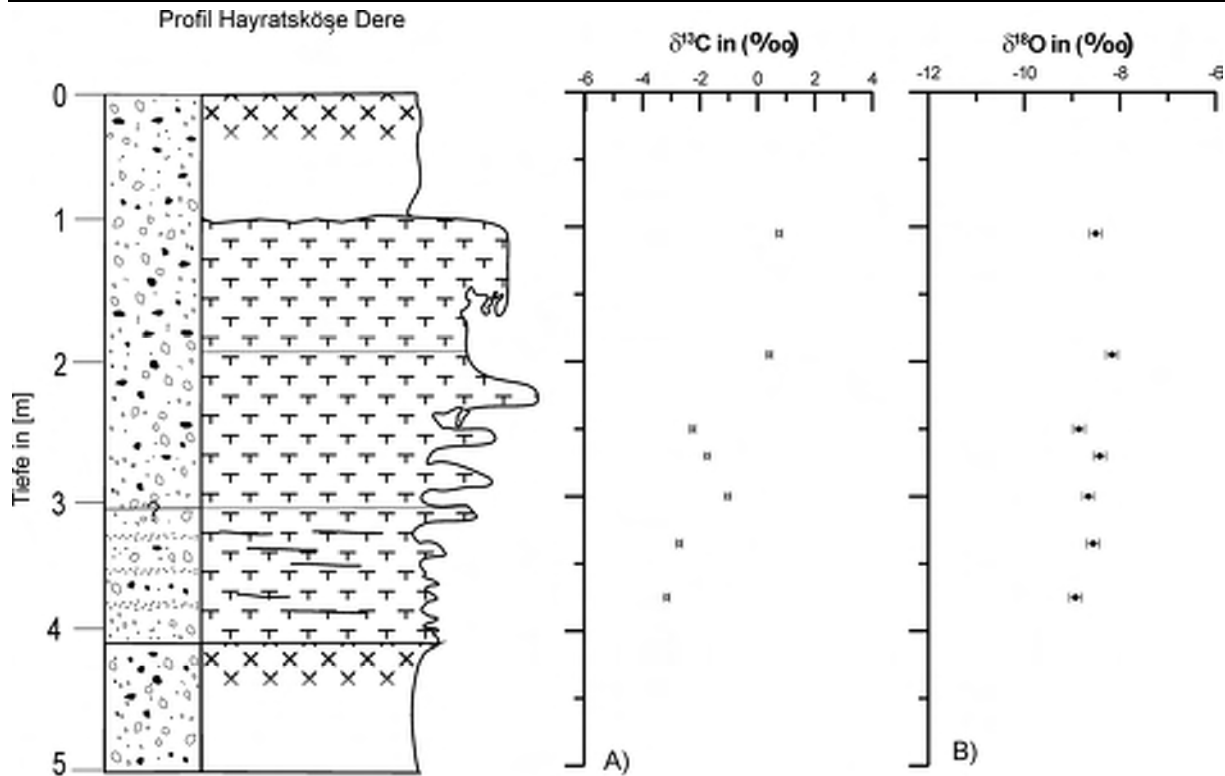


Abb. 24 Verlauf der Kohlenstoff-Isotopie (A) und Sauerstoff-Isotopie (B) des 3,4 m mächtigen Calcretehorizonts im Profil 3 im Tal des Hayratsköse Dere (Abb. 9)

Zusammenfassung zu den Detailprofilen

Beim Vergleich der jeweils obersten Karbonatprobe aus aufeinanderfolgenden Horizonten entsteht ein Trend zu positiveren $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnissen. Dieser Trend wurde in stratifizierten und unstratifizierten Horizonten beobachtet. Innerhalb einzelner Horizonte wurde in den drei Profilen entweder Konstanz oder ein Trend zu negativeren $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnissen beobachtet. Ein konstantes Verhältnis bis zu $\pm 1,1$ ‰ nach Cerling et al. 1989 ist ein Indikator für eine Bodenbildung ohne atmosphärischen Eintrag, d.h. die Proben stammen aus einer Tiefe von mindestens 40 cm unter der Paläobodenoberfläche. Diese Beobachtung stammt aus mehrfachen Untersuchungen rezenter Böden unterschiedlichen Typs (CERLING et al. 1989, CERLING 1999). In den oberen 40 cm werden die $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse positiver mit Annäherung an die Oberfläche, was auf den Einfluß der Atmosphäre zurückgeführt wird.

Das würde bedeuten, dass in den drei untersuchten Profilen ein atmosphärischer Eintrag ausgeschlossen werden kann. Beim Vergleich aller vertikal genommener Calcretehorizonte gibt es eine Ausnahme, wo eine Zunahme zu positiveren $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnissen innerhalb eines Horizonts beobachtet wurde. In diesem Fall handelt es sich um die Bildung in einem fluviatilen Sediment, welches im Hangenden keinen Kontakt zu einem Sediment oder Boden hat, d.h. die Höhe zur ursprünglichen Paläobodenoberfläche ist unsicher und eventuell ist in diesem Calcrete ein atmosphärischer Eintrag enthalten. Diese Probe wird aus diesem Grund für weitere Tests ausgeschlossen.

Der negative Trend innerhalb einzelner Horizonte mit Annäherung an die Paläobodenoberfläche könnte eventuell auch durch eine variable, kleinräumige Vegetationsdichte bedingt sein, die eine isotopisch leichtere Signatur erzeugen kann (PURVIS & WRIGHT 1991, QUADE et al. 1989b).

3.8.6 Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopie der Calcretes

Um die Variation der Isotopendaten zu erfassen, wurde aus dem gesamten Probensatz (109 Proben, Tab. A1), der vertikale und horizontale Proben eines Calcretehorizonts beinhaltet, die Anzahl auf 38 Calcretehorizonte reduziert. Da einige Intervalle an unterschiedlichen Lokalisationen mehrmals beprobt wurden, wurde bei möglicher lateraler stratigraphischer Zuordnung nur ein Horizont verwendet. Für horizontale Proben wurde ein Mittelwert gebildet, was aufgrund der Variationsuntersuchungen innerhalb der Einzelprofile und der *Nodule* als repräsentativ angesehen wird.

Für die erste Einschätzung der Variationsbreite der Daten wurde jeweils die oberste Probe eines Horizonts verwendet, die unter der Annahme genommen wurde, dass sie sich > 40 cm zur gedachten Paläobodenoberfläche befindet.

Die $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse aller Calcretes variieren von $-5,8 \pm 0,5 \text{ ‰}$ bis $+4,9 \pm 0,5 \text{ ‰}$ unter Berücksichtigung des angegebenen Fehlers (s. Kap. 2.9, Anhang Tafel 2). Dieses Spektrum ist mit weltweit untersuchten Calcretes vergleichbar (-12 bis $+4 \text{ ‰}$, mean ± 4 , TALMA & NETTERBERG 1983), wobei die hohen $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse ($> -5 \text{ ‰}$) typischer für Regionen mit geringer geographischer Breite ($< 40^\circ \text{ N}$) und niedrigere $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse für Regionen mit größerer geographischer Breite ($40\text{-}50^\circ \text{ N}$) sind. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse der untersuchten Calcretes weisen ein kleineres Spektrum von $-10,9 \pm 0,8 \text{ ‰}$ bis $-6,6 \pm 0,8 \text{ ‰}$ auf. Indische Calcretes weisen vergleichbar niedrige $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse auf ($-11,3$ bis $-5,0 \text{ ‰}$, QUADE & CERLING 1995, TALMA & NETTERBERG 1983).

Im $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ -Diagramm (Abb. 25) zeigen die Calcretes die schon beschriebene größere Variation der $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse gegenüber den $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnissen. Es gibt keine Kovarianz zwischen Kohlenstoff und Sauerstoff der Calcretes. Eine Kovarianz würde für eine dominante Karbonatfällung durch Evaporation sprechen (SALOMONS et al. 1978, SALOMONS & MOOK 1986). Die relativ konstanten leichten $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse spiegeln vermutlich die Gehalte von meteorischem Wasser wider (PURVIS & WRIGHT 1991).

Die Verhältnisse im negativen Quadranten können auch die Verhältnisse mariner und lakustriner Karbonate widerspiegeln, aber auch die von Calcretes, die in geringer Tiefe gebildet werden (HOEFS 2004, TALMA & NETTERBERG 1983).

Im Vergleich mit den lakustrinen Karbonaten scheint im Intervall 3d (Anhang Profile 1) eine ähnliche Verteilung der Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopie zwischen lakustrinen Karbonaten und Diatomiten und Calcretes vorzuliegen.

Grundwasserkarbonate weisen $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse zwischen -10 ‰ bis -5 ‰ nach TALMA & NETTERBERG (1983) auf, was nicht mit dem Spektrum, der hier untersuchten Calcretes übereinstimmt.

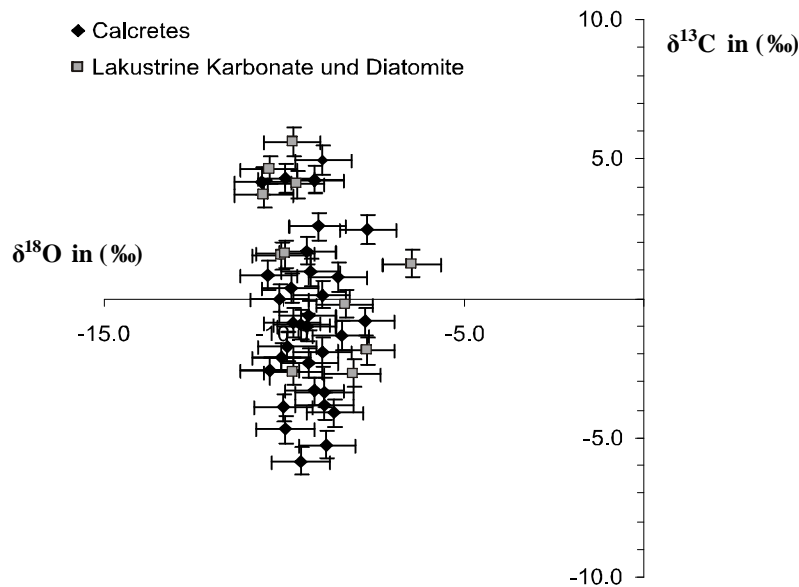


Abb. 25 $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ -Diagramm der Calcretes und lakustrinen Sedimente

Kohlenstoff-Isotopie der Calcretes im untersuchten Zeitintervall

Die Alterszuweisung jeder einzelnen pedogenen Karbonatprobe erfolgte durch ihre Position zwischen dem nächsten im Liegenden bzw. im Hangenden anstehenden, datierten Ignimbrit oder Bimsfallablagerung. Obwohl es sich nicht um eine kontinuierliche, gleichmäßige Sedimentationsrate zwischen den ignimbritischen Membern handelt, wurde jeweils eine lineare Funktion zwischen die jeweiligen Endglieder gelegt und aus der Tiefe der Probe zu den vulkaniklastischen Membern das Alter berechnet.

Anhand der Detailprofile zeigte sich, dass sich beim Vergleich der jeweils obersten Probe eines Calcretehorizonts ein Trend zu positiveren $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnissen entwickelt. Die Frage war, ob ein Trend innerhalb der Stratigraphie erkennbar wäre. Im Vergleich aller ermittelten Kohlenstoffisotopendaten über das gesamte Intervall 3 (8,6-<5,5 Mio. a) weist das Intervall 3c (6,2-5,5 Mio. a) die größte Variation der $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse mit ca. 7 ‰ auf (Abb. 26). Auffällig ist, dass dieses Intervall die größte Anzahl an analysierten Calcretes beinhaltet und Intervalle mit weniger Proben eine geringere Variation der $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse aufweisen. Trotz dieser Tatsache weisen nur die jüngsten Calcreteproben (<5,5 Mio.a, Intervall 3d) die positivsten $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse (+4,5 ‰) auf, was einen Trend zu positiveren $\delta^{13}\text{C}$ -Werten über das untersuchte Zeitintervall impliziert. Dieser Trend verläuft nicht kontinuierlich linear von negativen zu positiveren Verhältnissen, sondern wird immer wieder unterbrochen.

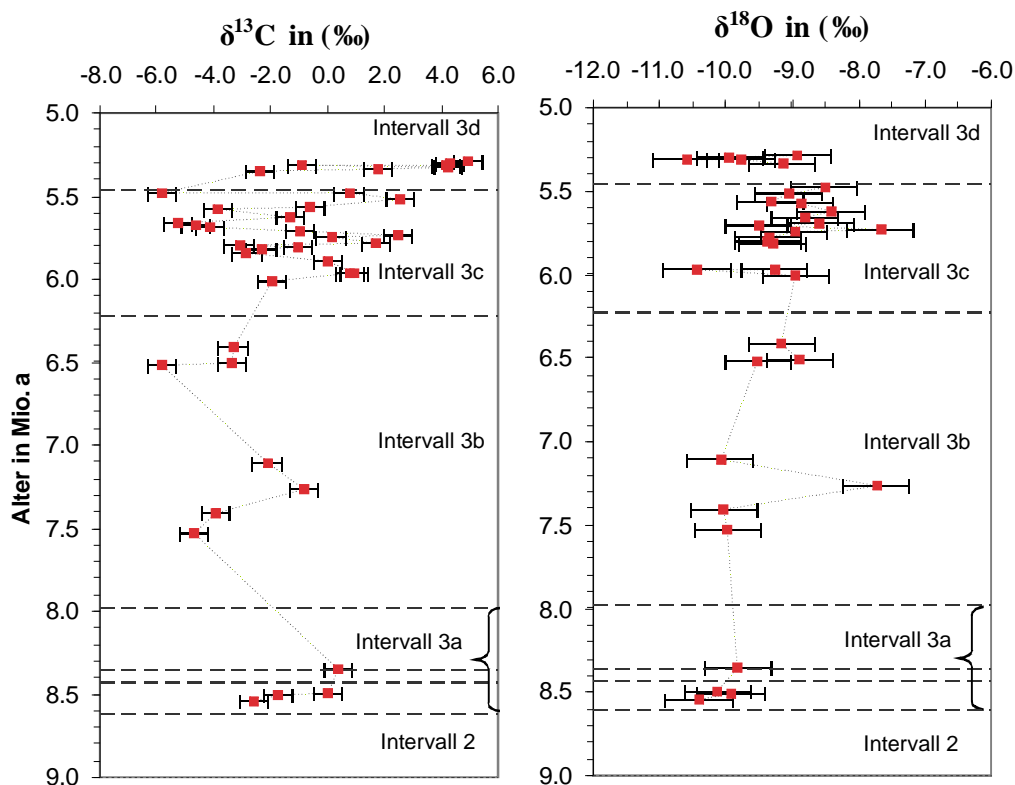


Abb. 26 Kohlenstoff-Isotopenverhältnisse der pedogenen Karbonate über das Zeitintervall 9,0 bis 5 Mio. a in Kappadokien

Im Vergleich der Sauerstoffisotopendaten über das gesamte Intervall 3 zeigt das Intervall 3c ebenfalls die größte Variation der $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse mit ca. 4 ‰ (Abb. 26). Die geringste Variation (0,6 ‰) tritt in dem Intervall 3a auf. Über das untersuchte Zeitintervall ist eine Schwankung, aber kein Trend zu verzeichnen.

3.8.7 Isotopie der lakustrinen Karbonate und Diatomite

Als eines der möglichen isotopischen Endglieder wurden vereinzelt lakustrine Karbonate und Diatomite auf ihre Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopie analysiert. Die lakustrinen Karbonate und Diatomite variieren in der Kohlenstoff-Isotopie von $-2,7$ bis $+5,6$ ‰, was charakteristisch für lakustrine Karbonate ist (HOEFS 2004). Diese $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse sind teilweise mit dem Spektrum der pedogenen Karbonate ($-5,8$ bis $+4,9$ ‰) vergleichbar.

Unter Berücksichtigung der geringen Anzahl an analysierten lakustrinen Karbonate und Diatomite gibt es einen Trend von positiven zu negativen und wieder positiveren $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnissen über das untersuchte Zeitintervall. Die positivsten Werte liegen ebenfalls wie bei den pedogenen Karbonaten im Hangenden des Kizilkaya Members. In der Sauerstoff-Isotopie variieren die lakustrinen Karbonate und Diatomite zwischen $-10,5$ bis $-6,4$ ‰, was bis auf einen Wert ($-6,4$ ‰) innerhalb des Spektrums der Verhältnisse der pedogenen Karbonate liegt.

Die vier lithologisch unterschiedenen Gruppen der lakustrinen Sedimente (s. Kap. 3.2.1) lassen sich isotopisch nicht voneinander trennen.

Na₂O/K₂O-Verhältnis dar, das in den Bodenproben (0,6-2,8) eine größere Variation als die Lahare (0,8-1,9) aufweist (Tab. 17).

Tab. 17 Vergleich der geochemischen Indikatoren nach RETALLACK (2001) für Paläoböden und Lahare

	<i>Auslaugung</i> Ba/Sr	<i>Tonmineralneubildung</i> Al ₂ O ₃ /SiO ₂	<i>Versalzung</i> Na ₂ O/K ₂ O	<i>Karbonatisierung</i> CaO+MgO/Al ₂ O ₃
Lahare	0,9-1,4	0,14-0,18	0,8-1,9	0,5-1,8
Paläoböden	0,8-1,5	0,14-0,19	0,6-2,8	0,5-1,7

In den drei detailliert beschriebenen Profilen wurden die molaren Verhältnisse der verschiedenen Indikatoren der chemischen Verwitterung nach RETALLACK (2001) und der Chemische Verwitterungsindex (CIA) nach NESBITT & YOUNG (1982) an den verbrauchten Bodenhorizonten, in den Laharproben und den Karbonathorizonten bestimmt. Die Boden-, Lahar- und Karbonatproben wurden jeweils um ihren CaO-Gehalt auf der Basis der TIC- bzw. Karbonatgehaltsmessungen nach Scheibler (Anhang Tab.A12, A13 und A14) korrigiert.

Beschreibung und Interpretation der drei Profile

Profil 1

Im Profil 1 (Karşı Tepe) zeigen die Bodenproben aus verschiedenen Tiefen nur für zwei der Indikatoren (*Auslaugung* und *Versalzung*) Variationen. Das Na₂O/K₂O-Verhältnis ist am größten mit 1,9 im obersten Boden und nimmt immer weiter im Profil bis auf 0,8 ab (Abb. 28). Die pedogenen Karbonate zeigen Na₂O/K₂O-Verhältnisse zwischen 1,5 bis 2,0. Sie zeigen - wie auch die Bodenproben - eine Abnahme des Na₂O/K₂O-Verhältnisses zum Liegenden (Abb. 28).

Die Bodenproben weisen im gesamten Profil einen niedrigen Wert ($0,58 \pm 0,07$) für die *Karbonatisierung* auf (Abb. 28). Für die pedogenen Karbonate variiert das Verhältnis zwischen 3,2 und 12,9, wobei sich drei Gruppen innerhalb des Profils unterscheiden lassen. Gruppe 1 zeigt ein Verhältnis von $4,0 \pm 1,6$ und wird von den Karbonaten in den oberen 2,5 m gebildet. Zu dieser Gruppe zählen auch die fünf horizontalen Proben (Abb. 7, 3-133a,a/2,a/4,b und c), die geochemisch die stärkste Variation innerhalb dieser Gruppe verursachen. Die zweite Gruppe zwischen ca. 3 bis 4 m Tiefe zeigt die stärkste *Karbonatisierung* mit Werten von $10,5 \pm 2,5$. Unter 5 m Tiefe ist die Intensität der *Karbonatisierung* wieder geringer und relativ konstant mit $5,2 \pm 0,3$. Die Unterschiede, die in der *Karbonatisierung* für die pedogenen Karbonate auftreten, korrelieren eng mit den Geländebeobachtungen, insbesondere bestätigen sie die Zerteilung des zweiten Karbonathorizontes, der in den unteren 70 cm stärker horizontal strukturiert ist und damit eine andere Genese impliziert. Die Wurzelröhrenprobe 3-136, die noch zur Bodenbildung des obersten Karbonathorizontes gezählt wurde, stimmt im Grad der *Karbonatisierung* mit diesem völlig überein.

Das Ba/Sr-Verhältnis der Bodenproben beträgt zwischen 0,9-1,4 im gesamten Profil, was auf primäre Verhältnisse hinweist (> 10 für saure, sandige Böden und ca. 2 in den meisten Böden und Gesteinen, RETALLACK 2001, Abb. 28). Die Ba/Sr-Verhältnisse der pedogenen Karbonate lassen sich auch in dieselben drei Gruppen einteilen, wie dies schon bei der *Karbonatisierung* möglich war. Die erste Gruppe variiert zwischen $0,8 \pm 0,2$. Die zweite Gruppe weist die niedrigsten Verhältnisse zwischen $0,45 \pm 0,04$ und die dritte Gruppe $1,0 \pm 0,1$ auf.

Die Bodenproben besitzen Al₂O₃/SiO₂-Verhältnisse zwischen 0,14 und 0,16, was charakteristisch für eine moderate Tonmineralneubildung ist (Abb. 28). Die oberste, graugebleichte Probe (3-147) zeigt ungefähr den gleichen Wert wie die weiteren vier Bodenproben. Nur die Probe (3-148), die sich direkt an die graugebleichte anschließt, weist

im Vergleich ein leicht erhöhtes $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ -Verhältnis von 0,19 auf, was als Hinweis auf eine geringe Tonverlagerung gedeutet werden könnte. Die Karbonate zeigen in etwa die gleichen Verhältnisse wie die Bodenproben. Die horizontalen Vergleichsproben aus dem obersten Karbonathorizont (3-133a,a/2,a/4,b und c) sind fast identisch in ihren $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ -Verhältnissen.

Der CIA der Bodenproben variiert zwischen 55 und 66, wobei die ausgebliehene oberste Probe den niedrigsten Wert (55) aufweist (Abb. 28). Alle anderen Proben weisen relativ konstante Verhältnisse auf (63 ± 3). Die pedogenen Karbonate wurden um ihren volumetrisch bestimmten Karbonatgehalt, der mit Anwesenheit von Calcit gleichgesetzt wurde, korrigiert (Tab. A12). Die CIA-Werte bestätigen die Einteilung in drei Gruppen. Gruppe 1 zeigt relativ konstante CIA-Werte von 33 ± 3 , Gruppe 2 variiert um 16 ± 2 und Gruppe 3 weist Werte von 26 ± 2 auf.

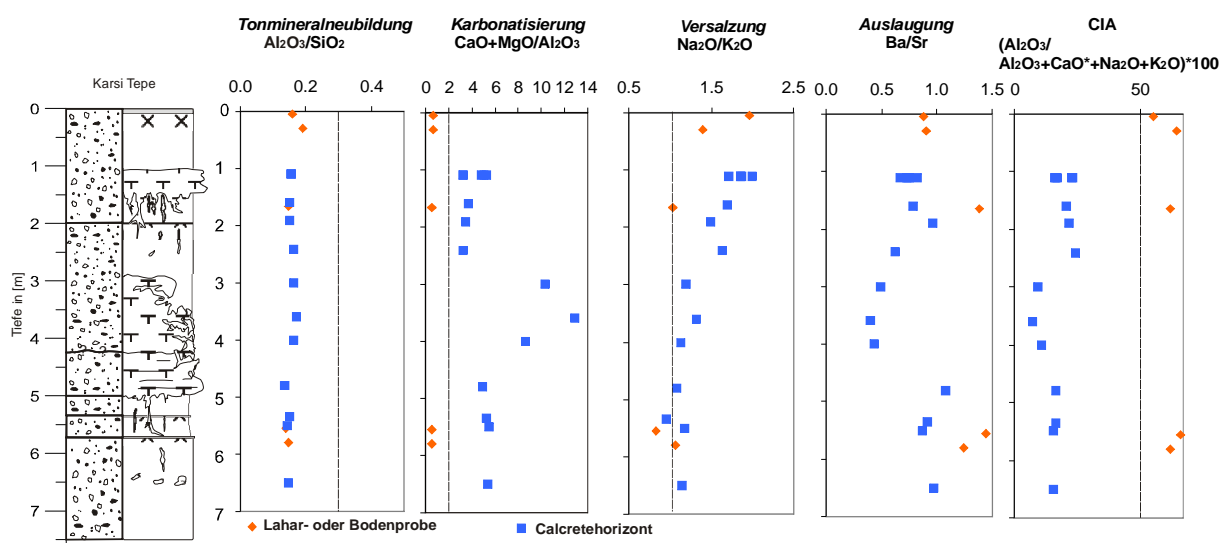


Abb. 28 Ausgewählte molekulare Verwitterungsverhältnisse des Profils 1 am Karşı Tepe (Abb. 7), gestrichelte vertikale Linien repräsentieren den Normwert des jeweiligen Indikators, rot – Bodenproben, blau – Karbonatproben, CIA der Karbonate für CaO korrigiert

Profil 2

Das Profil 2 lässt sich anhand einiger geochemischer Indikatoren für die Boden- und Laharproben in zwei Gruppen einteilen (Abb. 29). Die sechs Boden- und Laharproben im Hangenden von 2,9 m Tiefe (Gruppe 1) zeigen relativ konstante Verhältnisse im Grad der *Karbonatisierung* ($1,6 \pm 0,2$) und in der *Versalzung* ($1,2 \pm 0,3$). Im Liegenden der 2,9 m Tiefe (Gruppe 2) sind die Verhältnisse erhöht bzw. erniedrigt gegenüber den genannten Indikatoren. Die verschiedenen Indikatoren sind für die pedogenen Karbonate bis auf den Grad der *Karbonatisierung* relativ konstant.

Der CIA der Boden- und Laharproben variiert zwischen 56 und 67. Im zweiten Lahar zeigt die Probe aus dem verbrauchtem Bodenhorizont den größten CIA-Wert (67). Die zwei im Liegenden dazugehörigen Laharproben weisen erwartungsgemäß niedrigere CIA-Werte (59 und 58) auf, was eine geringere Verwitterung anzeigt. Im Vergleich zu den zwei Laharen im Liegenden wird die Korrelation zwischen verbrauchtem Oberbodenhorizont und dementsprechend hohem CIA nicht bestätigt. Die pedogenen Karbonate variieren in ihrem CIA-Wert zwischen 43 und 51, wobei der oberste Karbonathorizont den niedrigsten Wert (43) liefert. Dieser weist wiederum die höchste *Karbonatisierung* (6), im Gegensatz zu den beiden anderen Horizonten (2,8 und 3,2) auf. Die im Gelände beobachtete Abnahme der Festigkeit vom obersten zum untersten Karbonathorizont bestätigt sich im Grad der *Karbonatisierung*.

Die Bodenproben der Gruppe 1 zeigen mit Verhältnissen zwischen 1,4 und 1,8 eine verstärkte *Karbonatisierung* im Gegensatz zu den Proben der zweiten Gruppe, die durchschnittlich 0,9 aufweisen.

Die $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ -Verhältnisse der Boden- und Laharproben der Gruppe 1 sind im oberen Teil des Profils größer (0,8-1,8) als die Verhältnisse der zweiten Gruppe (0,8-0,85). Diese Änderung des $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ -Verhältnisses bestätigt die Zweiteilung des Profils bei ca. 2,9 m Tiefe. Da diese Zweiteilung nicht nur durch diesen Indikator angezeigt wird, sondern auch von weiteren Indikatoren, bestätigt es einen Wechsel der Bodenbildungsintensität innerhalb dieses Profils.

Das Ba/Sr-Verhältnis der Bodenproben schwankt um $1,0 \pm 0,1$ im gesamten Profil, was für primäre Verhältnisse spricht. Die Karbonatproben zeigen noch geringere, aber sehr konstante Ba/Sr-Verhältnisse von $0,70 \pm 0,05$.

Die $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ -Verhältnisse der Lahar- und Bodenproben zeigen keine signifikante Änderung innerhalb des gesamten Profils. Sie variieren zwischen 0,14 und 0,17, was eine moderate *Tonmineralneubildung* anzeigt (Abb. 29). Die verbrauchten Bodenhorizonte zeigen keine erhöhten $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ -Verhältnisse gegenüber den dazugehörigen Laharproben. Die Karbonate weisen die gleichen $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ -Verhältnisse (0,15) wie die Lahar- und Bodenproben auf. Dieses Verhalten wurde zuvor auch im Profil 1 beobachtet.

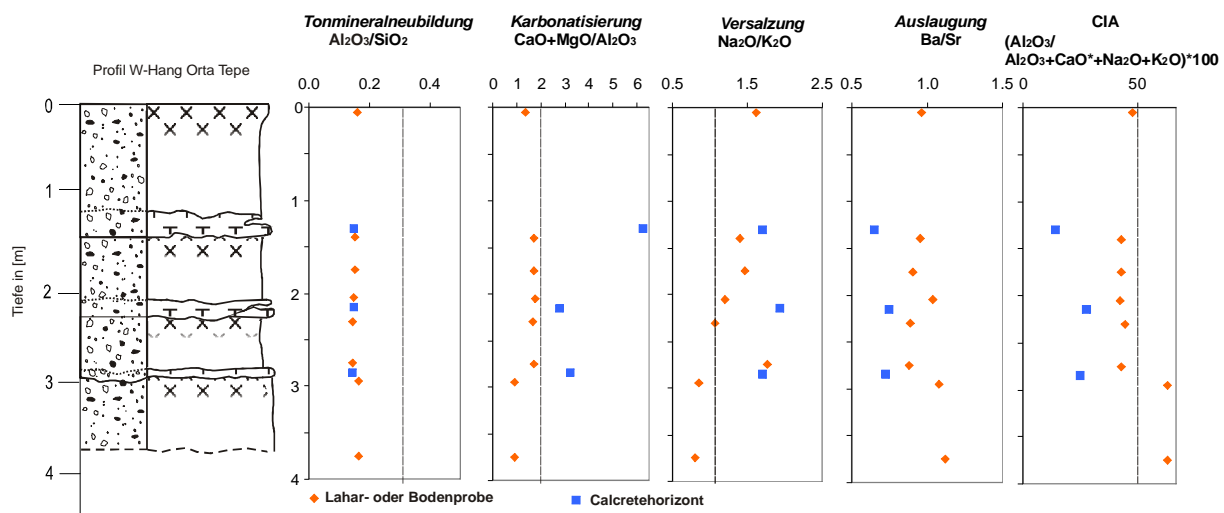


Abb. 29 Ausgewählte molekulare Verwitterungsverhältnisse des Profils 2 am W-Hang des Orta Tepes bei Şahinefendi (Abb. 8), gestrichelte Linien repräsentieren Normwerte des jeweiligen Indikators, rot – Bodenproben, blau – Karbonatproben, CIA der Karbonate für CaO korrigiert

Profil 3

Im Profil 3 zeigen die Boden- und Laharproben konstante Verhältnisse für die verschiedenen Verwitterungsindikatoren (Abb. 30). Der CIA der Boden- und Laharproben beträgt $56,9 \pm 0,7$ und impliziert eine geringe chemische Verwitterung. Der verbrauchte (2-46) bzw. rotgefärbte (2-36) Oberbodenhorizont und die dazugehörigen Laharproben zeigen keine wesentliche Änderung im CIA (Abb. 9, Abb. 30).

Die Karbonate zeigen eine interne Zunahme des CIA von 44 nach 58 mit zunehmender Tiefe des Karbonathorizontes. Die *Karbonatisierung* verhält sich für die Karbonatproben im Gegensatz zum CIA gegenläufig, so dass die oberste Karbonatprobe die höchste *Karbonatisierung* mit 4,2 und die unterste Probe die niedrigste 0,7 bzw. keine

Karbonatisierung im Vergleich zu dem Richtwert von 2 anzeigt. Das niedrige Verhältnis von 0,7 entspricht auch dem durchschnittlich konstanten Wert der Boden- und Laharproben ($0,63 \pm 0,07$). Die Abnahme der *Karbonatisierung* des Karbonathorizontes mit der Tiefe lässt sich nicht exakt der lithologischen Unterteilung in drei Karbonathorizonte zuordnen (Abb. 9). Die oberste massive Bank (Reifestadium IV) zeigt eine relativ konstante *Karbonatisierung* von $4,1 \pm 0,1$. Das zweite stark von Rhizokonkretionen durchsetzte Karbonat ist im oberen Teil noch wie die darüberliegende Bank (3,9) und im unteren Teil geringer karbonatisiert (2,8), d.h. die oberste Probe spiegelt noch den *Karbonatisierungsgrad* der oberen Bank wider. Innerhalb des zweiten Bereichs nimmt die *Karbonatisierung* ab. Der unterste Bereich zeigt eine noch größere Abnahme und eine Angleichung an den darunter liegenden Paläoboden, obwohl sich die tiefste Karbonatprobe deutlich im HCl-Test von dieser nächsten Bodenprobe (2-46) unterscheidet, die negativ auf den HCl-Test reagiert.

Das Ba/Sr-Verhältnis der Boden- und Laharproben schwankt zwischen 1,1 und 1,4, was primäre Verhältnisse anzeigt. Die Karbonatproben zeigen bis auf die tiefste (2,3) und die höchste (0,9) Probe ein konstantes Ba/Sr-Verhältnis von $1,2 \pm 0,1$, was mit den Bodenproben vergleichbar ist.

Das durchschnittliche $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ -Verhältnis der Bodenproben beträgt $1,3 \pm 0,1$. Es liegt damit oberhalb des Normwertes von 1. Die $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ -Verhältnisse für die Karbonate variieren unsystematisch zwischen 0,9 und 1,3.

Die Boden- und Laharproben bilden $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ -Verhältnisse zwischen 0,14 und 0,16, was eine moderate Tonmineralneubildung anzeigt (Abb. 30). Der verbrauchte (2-46) bzw. rotgefärbte (2-36) Oberbodenhorizont und die dazugehörigen Laharproben zeigen keine wesentliche Änderung in der Tonmineralneubildung (Abb. 9, Abb. 30).

Die Karbonate weisen ähnliche $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ -Verhältnisse (0,13-0,14) wie die Boden- bzw. Laharproben auf, was auch schon in den anderen beiden Profilen festgestellt wurde.

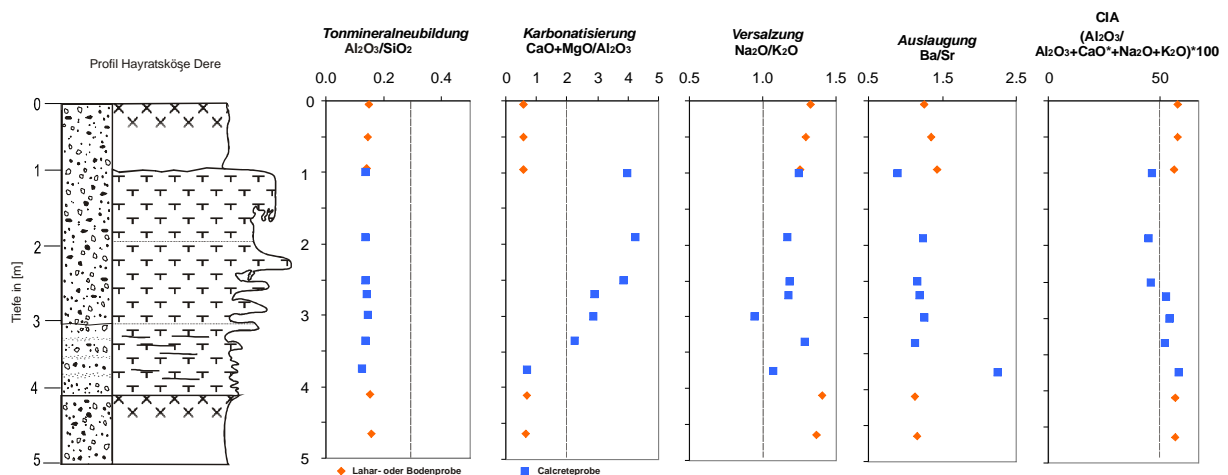


Abb. 30 Ausgewählte molekulare Verwitterungsverhältnisse des Profils 3 im Tal des Hayratsköşe Dere bei Cemilköy (Abb. 9), gestrichelte vertikale Linien repräsentieren Normwerte der jeweiligen Indikatoren

Zusammenfassung

Die meisten verwendeten geochemischen Indikatoren indizieren eine geringe Bodenentwicklung, was durch den Geländebefund bestätigt wird. Der Vergleich zwischen den Laharen und den Paläoböden zeigt, dass die Variation der ermittelten geochemischen

Indikatoren keine signifikante Unterscheidung zwischen Laharen und Paläoböden zulässt. Bis auf das $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ -Verhältnis, welches eine geringfügig abweichenden Variation zwischen den Laharen (0,8-1,9) und Bodenproben (0,6-2,8) aufweist (Tab. 17).

Die *Tonmineralneubildung* und der CIA korrelieren positiv in den Bodenproben. Für die Karbonatproben verhalten sich CIA und *Auslaugung* ähnlich. Die *Karbonatisierung* verhält sich gegenüber diesen Verhältnissen für Boden- und Karbonatproben umgekehrt.

Alle untersuchten Lahar- und Bodenproben weisen für die *Tonmineralneubildung* Verhältnisse zwischen 0,14 und 0,19 auf (Median 0,15), was nach Retallack (2001) typische Werte für *Tonmineralneubildung* in Aridisolen sind. Laut Retallack (2001) sind Verhältnisse zwischen 0,1 und 0,3 typisch für die meisten Böden, nur sehr tonreiche Horizonte erreichen Werte von 0,3, z.B. in tropischen Böden (Ultisolen). Im Gelände wurden keine reinen Bt-Horizonte beobachtet. Nur im Profil 1 konnte eine erwartungsgemäße Zunahme in der *Tonmineralneubildung* zwischen der ausgebleichten grauen und der im Liegenden braunen Bodenprobe beobachtet werden, was für eine Tonverlagerung unter gleichzeitiger Horizontierung spricht.

In den Karbonathorizonten wurden die gleichen niedrigen Werte der *Tonmineralneubildung* wie für die Böden und Lahare bestimmt. Die Beobachtung, dass die Verhältnisse für die *Tonmineralneubildung* unabhängig von Karbonat- oder Bodenproben innerhalb eines Horizonts ist, wurde auch in anderen Aridisolen bestätigt (RETALLACK 2001).

Der Chemical Index of Alteration (CIA) der Boden- und Laharproben korreliert innerhalb eines Profils mit der *Tonmineralneubildung*.

Der Chemical Index of Alteration (CIA) der CaO-korrigierten Karbonatproben ist prinzipiell geringer als in den Boden- und Laharproben und zeigt einen ähnlichen Verlauf wie die Ba/Sr-Verhältnisse. Die *Karbonatisierung* der Karbonatproben korreliert jedoch negativ mit dem Ba/Sr-Verhältnis und dem CIA. Diese Abhängigkeit wird verursacht durch das chemisch ähnliche Verhalten von Ca und Sr, die miteinander positiv korrelieren. Dadurch entstehen bei zunehmender *Karbonatisierung* gleichzeitig abnehmende Ba/Sr-Verhältnisse, die ebenfalls die geringeren Ba/Sr-Verhältnisse der Karbonatproben gegenüber den Boden- und Laharproben verursachen.

Die Boden- und Laharproben zeigen Ba/Sr-Verhältnisse zwischen 0,8-1,5 (Median: 1,1), was keine *Auslaugung* anzeigt, sondern primäre Verhältnisse repräsentiert. Nach RETALLACK (2001) zeigen Ba/Sr-Verhältnissen > 2 bis 10 *Auslaugung* an.

Das Verhältnis der *Karbonatisierung* ($((\text{CaO}+\text{MgO})/\text{Al}_2\text{O}_3)$) variiert für die Lahar- und Bodenproben zwischen 0,5 und 1,8 (Median 0,7), wobei die Verhältnisse $> 0,9$ allein durch die Proben von der Lokalität am W-Hang des Orta Tepe verursacht werden (s. Kap. 3.3.2). In karbonatfreien Böden ist das Verhältnis der *Karbonatisierung* generell < 2 (RETALLACK 2001). Es handelt sich bei dem Großteil der Böden und Lahare um karbonatisiertfreie, was sowohl durch die Geländebeobachtungen als auch durch die TIC-Messungen bestätigt wurde. Die Karbonatproben zeigen generell eine *Karbonatisierung* größer 2 (Median 5), bis auf die Probe 2-45 aus dem Profil 3, und variieren zwischen 2 und 16. Die Intensität der *Karbonatisierung* der Karbonatproben ist erwartungsgemäß vergleichbar mit den ermittelten TIC-Messungen bzw. dem volumetrisch bestimmten Karbonatgehalt. Die *Karbonatisierung* variiert stark zwischen einzelnen Karbonathorizonten und ist der einzige Indikator, der deutlich variiert und damit auch die Trennung von Karbonathorizonten innerhalb eines Profils zulässt (Abb. 28).

Im Profil 1 bestätigten die Unterschiede in der *Karbonatisierung* die Zweiteilung des zweiten Karbonathorizontes (Abb. 7), der in den unteren 70 cm stärker horizontal strukturiert war und damit eine andere Genese implizierte. Die Wurzelröhrenprobe 3-136, die noch zur Bodenbildung des obersten Karbonathorizontes gezählt wurde, stimmt im Grad der Karbonatisierung mit diesem völlig überein.

Im Profil 2 korreliert der Grad der *Karbonatisierung* von 6 zu 2,8 bzw. 3,2 mit der beobachteten Abnahme in der Festigkeit zwischen den Horizonten.

Sowohl die Lahar- und Bodenproben als auch die Karbonatproben weisen $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ -Verhältnisse von 1,3 (Median) auf. $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ -Verhältnisse größer 1 bzw. ~ 1 sind typisch für Aridsole und zeigen einen NaCl-Eintrag bzw. *Versalzung* an (RETALLACK 2001). Das $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ -Verhältnis sollte als Indikator für die *Versalzung* immer mit Vorsicht betrachtet werden, da primär magmatische Gesteine im allgemeinen $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ -Verhältnisse > 1 aufweisen. Die Ignimbrite und Laven der Ürgüp Formation zeichnen sich jedoch durch K-reiche Magmen ($\text{K}_2\text{O} > 2,5$ Gew.-%) aus, so dass in dieser Vulkanprovinz die primären K_2O -Gehalte wie in Sedimenten und Metamorphiten immer höher als die Na_2O -Gehalte sind. Ausnahmen stellen allein der dazitische Tahar-Ignimbrit und die obere Bimsfallablagerung des Oberen Güzel Dere Members (OGD) dar.

Trotz dieser Tatsache weisen mehr als 90 % der Proben $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ -Verhältnisse > 1 auf. Gegen eine dadurch indizierte *Versalzung* spricht jedoch, dass weder petrographisch noch im Geländebefund Halit beobachtet wurde.

4.1.3 Morphologie und Mineralogie der Calcretes

Die morphologische Ausbildung der kappadokischen Calcretes stimmt nur partiell mit den Kriterien idealisierter Profilformen von Calcretes überein (GILE et al. 1966, MACHETTE 1985).

Die *Nodules* sind prinzipiell scharf abgegrenzt von ihrem Ausgangssubstrat, was als typisch pedogene Bildung in der vadosen Zone infolge von Pedoturbation interpretiert wird (WRIGHT & TUCKER 1991, WRIGHT 2007). Die Größe der beobachteten und untersuchten *Nodules* variiert zwischen 4 und 30 cm, was über die in den idealisierten Modellen angegebene Größe von < 15 cm abweicht (MACHETTE 1985 und GOUDIE 1983).

Das Mikrogefüge der Nodules variiert zwischen Gruppe 1 bis 3 (Tab. A15, s. Kap. 3.4.4) und ist damit nicht einheitlich, sondern zeigt wieder die stärkere Abhängigkeit des primären Ausgangssubstrates. In zwei Karbonathorizonten wurde beobachtet, wie sich die Ausbildung von einer massiven Bank lateral zu *Nodules* (10-20 cm großen) bis zur vollständigen Auflösung entwickelte, obwohl das Substrat die gleiche Mächtigkeit und lithologische Ausbildung aufwies (Profil 1 und Profil 3a (Anhang Profile 6)). Dieses Phänomen wurde im „Querschnitt“ zu rezenten Erosionstälern beobachtet. Eine solche Geometrie wird von Valleycalcretes durch lokal lateral verstärkten Grundwasserzufluss beschrieben, die linsenförmige Körper ausbilden (WRIGHT 2007). Im Randbereich solcher linsenförmiger Körper könnte die randliche Ausdünnung die Bildung von *Nodules* begünstigen, was für diese zwei Fälle beobachtet wurde.

Die Calcretebildung in den nicht-stratifizierten Ausgangsmaterialien weist die beste Übereinstimmung mit den Reifestadien I bis IV nach MACHETTE (1985) und NETTERBERG (1980) auf. Die höheren Reifestadien V (laminiert) und VI (brekziert pisolithisch) sind nicht ausgebildet. Dies kann bedeuten, dass die Entwicklung regelmäßig vor diesen Stadien abgebrochen wurde, was auch die geringe Bodenbildungsintensität in den Laharprofilen erklären würde. Eine andere Erklärung könnte sein, dass die Profile unvollständig, d.h.

erodiert worden sind. In den meisten Fällen wurde bei gleichbleibender Lithologie im Hangenden des Calcretehorizontes und Ausbildung eines verbraunten Oberbodenhorizontes (B-Horizont) Erosion ausgeschlossen. Es gibt vereinzelt Lokalitäten, wie z.B. am S-Hang des Orta Tepes (Anhang Tafel 1), wo ein darüber hinausgehende Erosion nicht ausgeschlossen werden kann. Der S-Hang des Orta Tepes stellt eine Paläorinne dar, in der zwei mächtige Karbonatbänke (1 m bzw. 1,4 m) auf und in einer fluviatilen Ablagerungen entwickelt sind.

Die meisten morphologischen Kriterien für eine vadose Bildung sind für die massiven Bänke (Reifestadium IV) erfüllt (s. Kap. 1.3.3). Die Mächtigkeit der massiven Bänke beträgt selten mehr als 1 m, was charakteristisch für pedogene Calcretes ist. Höhere Mächtigkeiten (> 1,5 m) stehen mit Grundwasserkarbonaten in Beziehung (PIMENTEL et al. 1996, MACK et al. 2000, WRIGHT & TUCKER 1991, JUTRAS et al. 2007). Die Bänke sind in der Regel asymmetrisch ausgebildet, d.h. graduell zum Liegenden und scharf begrenzt auf der Oberseite, was charakteristisch für vadose Bildungen ist. In den Bänken variiert die Mikrogefügeausbildung von Gruppe 1 bis 4. Die Gruppen 1 und 2 wurden als stark pedogenisiert interpretiert, da sie auch in der Kathodenlumineszenz nur eine Zementgeneration zeigen. Die Gruppen 3 und 4 weisen auf eine mehrphasige Zementation hin, die auch als phreatische Bildung interpretiert werden könnte. Die mineralchemischen Untersuchungen zeigen nur geringfügige chemische Unterschiede und keine Erhöhungen im Mn- bzw. Fe-Gehalt. U- oder V-Anreicherungen, die typisch für Grundwasserkarbonate sind (CARLISLE, 1983, ALONSO-ZARZA & WRIGHT 2010), wurden ebenfalls nicht nachgewiesen.

Das wichtigste Argument zur Trennung von Grundwasserkarbonaten und pedogenen Calcretes ist die bevorzugte Ausbildung von pedogenen Calcretes in feinkörnigen Sedimenten und die bevorzugte Ausbildung von Grundwasserkarbonaten in gröberen Sedimenten (WRIGHT 2007). Die meisten im Arbeitsgebiet ausgebildeten Calcretes bildeten sich in den feinkörnigen Laharsedimenten, was dies bestätigen würde. Die Rhizokonkretionen sind ebenfalls ein Argument für eine Bildung in der vadosen Zone.

Die Calcretes, die sich in stratifizierten Sedimenten gebildet haben (s. Kap. 3.2.5), weisen die wenigsten charakteristischen, allgemeingültigen morphologischen Merkmale von pedogenen Calcretes auf. Eine dominant asymmetrische Profilform ist in diesen Calcretes nicht ausgebildet. Die Ober- und Untergrenze ist im cm-Bereich graduell ausgebildet, wobei an der Basis Anzeichen für Rhizokonkretionen sind (s. Profil 2). Die stärkste Karbonatisierung erfolgte vorrangig in der primär gröber und permeabler ausgebildeten Basis in einzelnen Laharablagern. Diese gröbere basale Lage wird vermutlich durch eine initiale feuchtere Frühphase bedingt, bevor die eigentliche Laharsedimentation einsetzte. Im Liegenden dieser Karbonathorizonte bzw. -härtinge wurde häufig eine undurchlässige dünne Tonschicht beobachtet, die möglicherweise als Barriere für gravitativ infiltrierendes Wasser diente, wodurch ein verstärkter seitlicher Wasserdurchfluß durch die permeablere Basislage ermöglicht wurde. Die petrographische Untersuchung zeigte, dass sowohl im dazugehörigen B-Horizont als auch im Karbonathorizont bereits mikrosparitischer Calcit ausgebildet ist. Die Karbonathorizonte selbst zeigten das granulare, nicht vollständig zementierte Gefüge mit hohem Porenanteil der Gruppe 4 (s. Kap. 3.4.4). In gröberen Lagen müssten sich in der vadosen Zone vorrangig Pendantzemente bilden (ALONSO-ZARZA & WRIGHT 2010), was in diesen Horizonten nicht beobachtet wurde. Gegen eine reine Grundwasserbildung spricht die geringe Mächtigkeit dieser Horizonte (< 40 cm, bis auf Profil 3), die nicht vollständige Zementation des Porenraums und fehlende Isopachenzemente (MORSE & MACKENZIE 1990, DURAND et al. 2006). Die mineralchemischen und gesamtgesteinschemischen Untersuchungen zeigten keine Auffälligkeiten für diese Art der Calcreteausbildung. Der Grad der *Karbonatisierung* ist vergleichbar mit dem in den nicht stratifizierten Ausgangsmaterialien gebildeten Calcretes, obwohl diese im Gelände deutlich geringere Festigkeiten aufwiesen.

Die U-Gehalte sind in der Regel < 6 ppm bzw. unter der Nachweisgrenze. Uran und Vanadium bzw. die Bildung von Carnotit einem Uran- und Vanadium-haltigen Mineral, gelten als Anzeiger für lateralen Grundwassertransport und damit Bildung der Karbonate im phreatischen Bereich (GOUDIE 1983 und CARLISLE 1983). Die niedrigen Gehalte aller untersuchten Calcretes würde hier gegen einen lateralen Grundwassereintrag sprechen.

4.1.4 Mikrogefüge und Mineralchemie zur Unterscheidung der Calcretebildung

Eine große Anzahl an Dünnschliffen wurde orientiert beprobt und anschließend präpariert, um zu überprüfen, ob sich Zemente bevorzugt an Partikelunterseiten (Gravitationszemente) ausgebildet haben, wie es typisch für Calcretes bzw. die Bildung in der vadosen Zone ist. In den untersuchten Proben existierten keine bevorzugten Zementorientierungen weder an Partikelunterseiten noch seitlich oder an den Oberseiten. Weitere Karbonatzemente, wie Meniskenzemente, die typisch für die Entstehung in der vadosen Zone sind, wurden ebenfalls in keiner Probe beobachtet.

Charakteristischen Anzeichen für eine phreatische Bildung, wie Isopachenzemente oder poikilotopische Zemente, die nach GHOSH (1997) und BUCZYNSKI & CHAFETZ (2006), nicht nur spätdiagenetisch gebildet werden können, sondern auch oberflächennah wurden nicht beobachtet.

Eine mögliche phreatische Beteiligung während der Bildung kann für die Gruppe 3 mit ihren sparitischen Blockzementen nicht vollständig ausgeschlossen werden. Nach RETALLACK (1997) ist sparitischer Zement ein Anzeichen für Grundwasserbildung und mikritischer Zement typisch für Bodenbildung, was durch den schnellen Verlust an vadosem Wasser durch Evaporation und einer damit einhergehenden schnellen Karbonatfällung im Zusammenhang steht (GOUDIE 1982). Für WRIGHT (2007) werden α -Gefüge aus mikritisch bis sparitischem Zement gebildet. KOCH & ZINKERNAGEL (1996) weisen auch daraufhin, dass bereits die Tag/Nachtwechselfeuchte zur Bildung von granularem bis blockigem Calcit im vadosen Milieu führen kann. Die dominante Ausbildung von α -Gefügen weist auf eine geringe Vegetation hin (WRIGHT & TUCKER 1991).

Im vadosen Milieu werden feinkörnige Sedimente generell vollständiger zementiert als grobkörnigere Sedimente (LAND 1971, WARD 1975). Die Gruppe 4 ist im Vergleich zur Gruppe 1 bis 2 grobkörniger, was die nicht vollständige Zementation der Gruppe 4 (Einzelkorngefüge) erklären könnte.

Die dominierende Mineralphase aller untersuchten Calcretes ist Calcit bzw. Mg-armer Calcit (dt.: MAC, 0-4 Mol-% MgCO_3 , TUCKER 1996), was die aus der Geländeansprache verwendete Klassifizierung als Calcretes bestätigt. Calcit oder Mg-armer Calcit gilt allgemeingültig als pedogen-vadose Bildung (WRIGHT & TUCKER 1991, QUAST 2003). Dolomit wurde weder petrographisch noch mineralchemisch als eigenständige Mineralphase nachgewiesen. Dolomit bildet sich bevorzugt in Grundwasserkarbonaten und in Dolocretes, infolge eines erhöhten Mg/Ca-Verhältnis nach primärer Calcitfällung aus dem Grundwasser (WRIGHT 2007). Laterale Variationen in der mineralchemischen Zusammensetzung sind ebenfalls charakteristisch für Grundwasserkarbonate (ALONSO-ZARSA & WRIGHT 2010). Es wurden nicht explizit aus einem Calcretehorizont laterale mineralchemische Analysen durchgeführt, weshalb laterale Variationen nicht vollständig ausgeschlossen werden können. Die analysierten Calcite stammten jedoch aus Proben unterschiedlicher stratigraphischer und kleinregionaler Herkunft. Der Vergleich zwischen Sparit, der am häufigsten analysiert wurde (s. Kap. 2.8 und 3.6), aus Proben unterschiedlicher Herkunft, wies nur geringfügige chemische Variationen auf (s. Kap. 3.6). Analytisch nachweisbar geringe chemische

Unterschiede konnten nur in den größeren Sparitkristallen (250 µm) der granularen Mikrogefüge (Gruppe 4, s. Kap. 3.4.4) aufgezeigt werden.

Die in der Kathodenlumineszenz beobachteten Zonierungen konnten aufgrund der sehr geringen Spurenelementgehalte von Mn oder Fe, die in der Regel (Median und Mean) geringer als die Nachweisgrenze (< 200 ppm Fe und < 250 ppm Mn) waren, nicht quantitativ erfasst werden (s. Kap. 3.6). Die Kathodenlumineszenz ist für diese Elemente eine sensitivere bzw. geeignetere Methode, d.h. geringere Gehalte und Variationen sind nachweisbar. Sowohl Dolocretes als auch Grundwasserkarbonate weisen erhöhte Mn-Gehalte bis zu 6000 ppm und Fe-Gehalte bis zu 7400 ppm auf (SPÖTL & WRIGHT 1992, EL-SAYED et al. 1990, QUAIST et al. 2006). Die maximalen Gehalte der kappadokischen Calcretes, die nur einzelne Analysen betrafen, wiesen einen maximalen Mn-Gehalt von 3160 ppm und einen maximalen Fe-Gehalt von 4337 ppm auf.

Der Sr-Gehalt der Calcretes (maximal 2190 ppm) stimmt beim Vergleich mit rezenten Calcretes überein (0 bis 2600 ppm). Dolocretes und Grundwasserkarbonate weisen geringere Gehalte zwischen 0 bis 1025 ppm auf (SPÖTL & WRIGHT 1992, EL-SAYED et al. 1990, QUAIST et al. 2006). Im Vergleich mit rezenten Calcretes zeigen die kappadokischen Calcretes mineralchemisch eine sehr gute Übereinstimmung (QUAIST 2006).

Die meisten makromorphologischen, mineralchemischen und petrographischen Merkmale verweisen auf eine Bildung der Calcretes im vadosen Bereich, somit ist eine Ableitung zur Paläovegetation aus der Kohlenstoff-Isotopie zulässig.

4.2 Klimarelevante Aspekte

4.2.1 Temperatur

Obwohl Calcretes rezent unter verschiedensten Klimaten beobachtet werden, gelten sie als Klimaanzeiger für Feuchtigkeitsdefizite in einem Boden. Diese Feuchtigkeitsdefizite haben zur Folge, dass das gebildete Karbonat im Boden erhalten bleibt und nicht durch eine feuchtere Phase wieder ausgewaschen wird (WRIGHT 2007). Nach ESWARAN et al (1995) sind ca. die Hälfte aller Calcretes in ariden Gebieten verbreitet und ca. 20 % in semi-ariden Gebieten. Rezente Calcretas bilden sich unter warmen bis heißen Klimaten (Jahresdurchschnittstemperatur: 16-20 °C) und unter saisonal niedrigen Niederschlägen von 100 bis 500 mm (GOUDIE 1983), aber auch von 600 bis 1000 mm Jahresdurchschnittsniederschlag (MACK & JAMES 1994, RETALLACK 1994).

Die Calcretes sind nur im Intervall 3 (8,6 – <5,5 Mio.a) im südlichen Teil des Ürgüp Beckens (Beckenfazies) und dem Nevşehir Plateau (Randfazies) aufgeschlossen. Um ausschließen zu können, dass die Calcretebildung im Liegenden des Cemilköy Members nur in diesem randlichen Faziesraum auftritt, wurden die epiklastischen Sedimente zwischen den älteren ignimbritischen Members im Ürgüp Becken und auf dem Nevşehir Plateau auf die Anwesenheit von Calcretes überprüft. Die ältesten Member (Intervall 1, Profile1) sind infolge der Paläotopographie nicht südlich des Ürgüp Beckens aufgeschlossen. Für das Zeitintervall 1 (Profile1) kann demzufolge keine eindeutige Aussage formuliert werden, jedoch für das Intervall 2 (Abb. 3). Das Zelve und das Sarımaden Tepe Member (Intervall 2) sind sowohl im Ürgüp Becken als auch auf dem Nevşehir Plateau aufgeschlossen. Im letzteren sind beide Member nur vereinzelt in kleinen Talfüllungen erhalten. In beiden Faziesräumen, Beckenfazies (Ürgüp Becken) und Randfazies (Nevşehir Plateau), sind sie von Laharen mit initialer Bodenbildung ohne Calcretebildung unter- und überlagert. Aus diesen Beobachtungen kann geschlossen werden, dass die Calcretebildung tatsächlich nur im Intervall 3 durch das Einsetzen einer vermutlich arideren Phase verursacht wurde. Unter Berücksichtigung der vorgenommenen Alterszuweisung der Calcretes (s. Kap. 3.8.6) setzt diese aridere Phase bei ca. 8,6 Mio. a ein. Die häufigste Ausbildung der Calcretes im Arbeitsgebiet zeigt sich im Intervall 3c (6,2 – 5,5 Mio. a, Tab. 11), bedenkt man den Fehler der Ar-Ar-Altersdatierungen, so entspricht dieser Zeitraum demjenigen der Messinischen Salinitätskrise (5,96 bis 5,33 Mio. a).

Jahresdurchschnittstemperaturen von 15,6 bis 19,8 °C, die aus Pollenuntersuchungen in der Schwarzmeer-Region für das Miozän abgeleitet wurden, weisen nicht auf einen signifikanten Temperaturanstieg vor, während und nach der Messinischen Krise hin (FAUQUETTE et al. 2006). Für die tendenziellen Aussagen muss berücksichtigt werden, dass bei diesen Untersuchungen ein zeitliches Intervall zwischen Unterer Evaporitlage und dem Zancleum (Unterpliozän) fehlt. Es wird aber auf eine stetige Oszillation der Jahresdurchschnittstemperatur, des jährlichen Niederschlags und der Temperatur des kältesten Monats verwiesen (FAUQUETTE et al. 2006).

4.2.2 Niederschlag

Niederschlagsabschätzung

Die Tiefenlage eines Calcretehorizonts unterhalb der Paläobodenoberfläche spiegelt die Tiefe der Durchfeuchtung in einem Boden wider, wobei unter trockenerem Klima der Horizont näher an der Oberfläche ausgebildet ist als unter feuchterem Klima. Dieser Zusammenhang gilt für Böden mit geringer Bodenentwicklung, d.h. eher für Böden mit Konkretionen (Reifestadium II). Ob diese Beziehung auch für reifere Calcretes (Reifestadium IV) gültig ist,

ist weder widerlegt noch bestätigt (RETALLACK 2001, ROYER 2000), d.h. Niederschlagsabschätzungen sind unter Vorbehalt zu betrachten. Die Abschätzung der durchschnittlichen jährlichen Niederschlagsmenge erfolgt unter Verwendung der folgenden Gleichung nach RETALLACK (1994b): $P = 139,6 - 6,388 \cdot D - 0,01303D^2$, P–Niederschlag, D–Tiefe (-cm) sigma: ± 141 mm

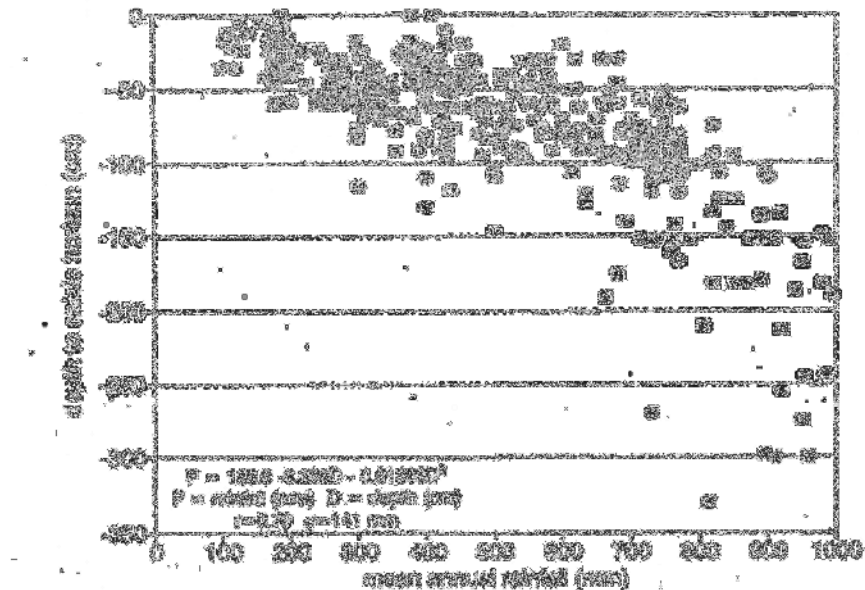


Abb. 31 Tiefenlage von Calcretehorizonten aus Böden unterschiedlichen Jahresdurchschnittsniederschlags, aus RETALLACK (2001)

Diese Beziehung wurde anhand von 317 Böden (Aridisole, Inceptisole und Mollisole) von allen Kontinenten unter verschiedenen klimatischen Bedingungen erstellt (Abb. 31, RETALLACK 2001). Die Variation von 100 bis ca. 600/700 mm allein bei einer Tiefenlage von –50 cm des Horizonts weist auf die relativ geringe Genauigkeit dieser Abschätzung hin.

Um aus der Tiefenlage der Calcretes die durchschnittliche jährliche Niederschlagsmenge abzuschätzen, müssen zusätzlich drei Faktoren erfüllt sein. Der Paläoboden darf erstens nicht erodiert worden sein, was anhand von Wurzelspuren oder Gefügemerkmalen beurteilt werden kann. Der zweite Faktor, der entscheidender für tonige als für sandige Böden ist, ist die Kompaktion nach tiefer Versenkung. Dieser Faktor kann für Böden unter Verwendung der Standardgleichung zur Abschätzung der Versenkung nach CAUDILL et al. (1997) oder SHELDON & RETALLACK (2001) kalkuliert werden. Der dritte Faktor ist die Änderung des CO₂-Gehaltes der Atmosphäre in der Vergangenheit (MARION et al. 1985, MCFADDEN et al. 1991). Der letzte Faktor spielt nur eine entscheidende Rolle in den drei extremen „Treibhausperioden“ während Jura und Kreide, Ordovizium und Silur und im frühen Präkambrium (SCHWARTZMANN & VOLK 1991, BERNER 1997, EKART et al. 1999).

Faktor 3 kann für die Untersuchungen im Miozän vernachlässigt werden, da für das Obermiozän sehr geringe CO₂-Partialdrucke von 240 bis 320 ppm kalkuliert werden (PAGANI et al. 1999, EKART et al. 1999).

Der zweite Faktor, die Kompaktion, kann aufgrund der geologischen Situation vernachlässigt werden. Die Heraushebung des Nevşehir Plateaus im Pliozän und die geringe Sedimentauflast liefern keine Grundlage für eine tiefe Versenkung (> 5 km). Diese Annahme wird durch weitere Beobachtungen gestützt. Makrogefügemerkmale der Kompaktion sind Slickensides (glänzende Scherflächen eingeregelter Tonminerale), was in den Böden weder im Makrogefüge noch im Mikrogefüge beobachtet wurde. Die Porosität der Lahare und Böden

beträgt > 1 Vol.-%, typisch für kompaktierte Böden ist < 1 Vol.-%. Des weiteren sind in den Calcretes nicht vollständig zementierte Wurzelröhren im Mikrogefüge erhalten. Die tonmineralogischen Untersuchungen, die eine Dominanz des Smektit mit sehr breiten (001)-Reflexen in den Bodenproben aufzeigten, sowie die seltene Anwesenheit von Illit schließen Kompaktion aus. Eine dominante Illitpräsenz unter gleichzeitiger Bildung scharfer Reflexe wäre typisch für diagenetische Überprägung, d.h. Kompaktion infolge von Auflast (RETALLACK 2001, MEUNIER 2005). Verzahnte oder konkav-konvexe Kornkontakte im Mikrogefüge wären weitere Merkmale für Kompaktion, was in der Regel nicht beobachtet wurde (FÜCHTBAUER 1988). Sammelkristallisation des Karbonatzements zählt ebenfalls zu typischen Charakteristika während der Diagenese (FÜCHTBAUER 1988, BATHURST 1975). Die klaren Sparitkristalle, die sich unter beliebigen Winkeln treffen und die Hohlräume dominant lagig auszementiert haben weisen ebenfalls nicht auf Kompaktion hin.

Der erste Faktor muss berücksichtigt werden. Die makroskopische Bodenansprache basiert vorrangig auf der Präsenz der schwach strukturierten, verbraunten Horizonte. Ein typisches Bodenprofil würde zusätzlich zu dem schwach entwickelten B-Horizont einen A-Horizont beinhalten. A-Horizonte wurden nie beobachtet, was typisch für Paläoböden ist, da diese meist erodiert worden sind, d.h. die Tiefe der pedogenen Karbonathorizonte zur Paläobodenoberfläche wurde auf jeden Fall durch Erosion des A-Horizontes verändert. Die ursprüngliche Tiefe zur Paläobodenoberfläche kann demzufolge nur geschätzt werden. In der Regel weisen Inceptisole geringmächtige A-Horizonte mit < 2 cm auf (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002). Um die Niederschlagsmenge zu kalkulieren wurden zu allen verwendeten Tiefenlagen der Karbonathorizonte 10 cm für einen fehlenden A-Horizont und eventuelle weitere Erosion addiert.

Der durchschnittliche jährliche Niederschlag wurde unter Verwendung der Gleichung nach RETALLACK (1994b) aus der Tiefenlage von acht Karbonatkonkretionen und weiteren 18 ausgewählten Karbonatbänke- bzw. röhren kalkuliert und in Abb. 32 dargestellt. Bei den verwendeten Karbonathorizonten handelt es sich um Horizonte, die immer einen zugehörigen verbraunten B-Horizont, aufwiesen und die bis auf wenige Ausnahmen dem Reifestadium I bis IV zuzuordnen sind. Sehr mächtige Calcretebänke (> 1 m) und die stratifizierten Calcretes wurden nicht in die Niederschlagsabschätzung mit einbezogen.

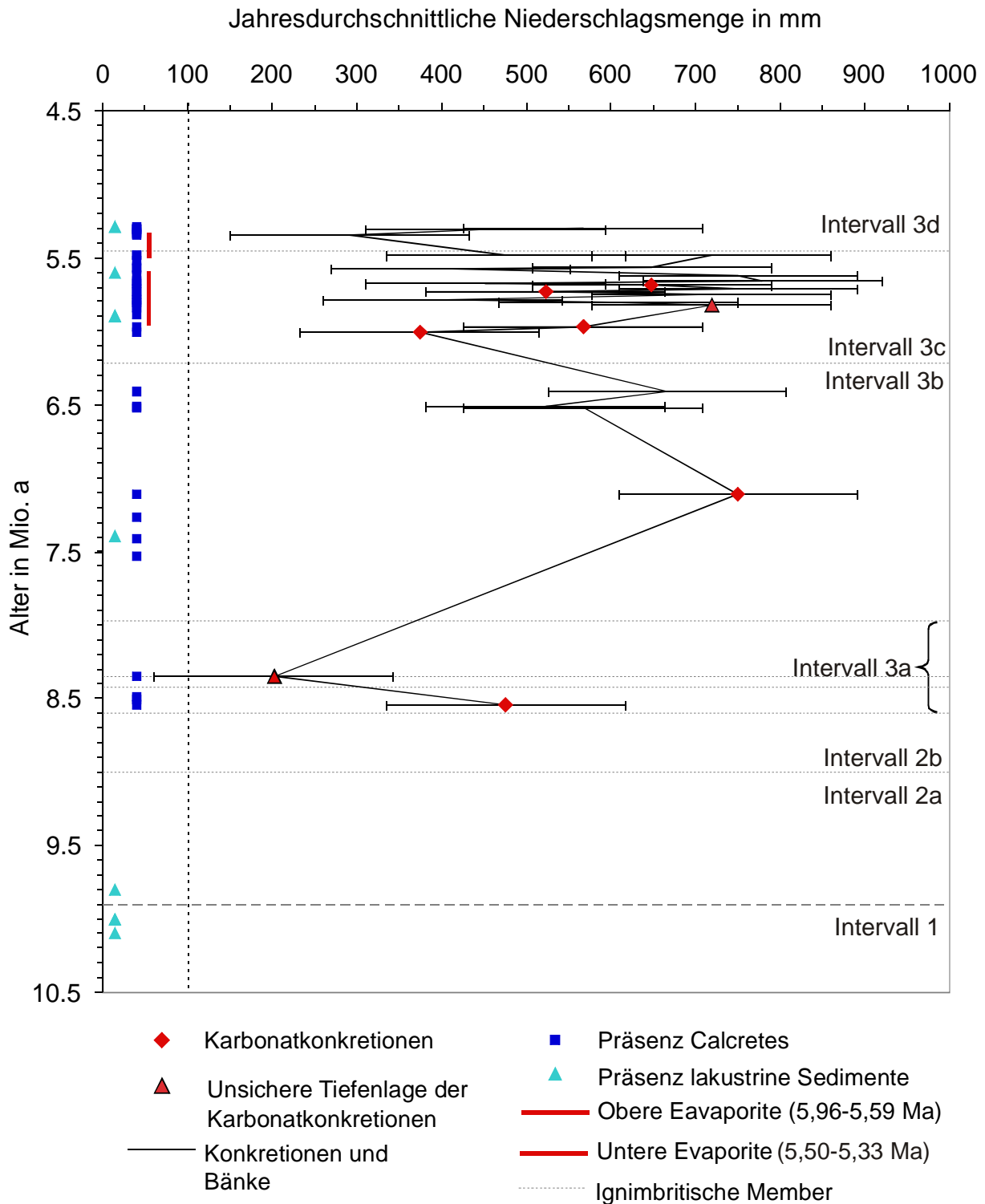


Abb. 32 Kalkulierte Jahresdurchschnittsniederschlagsmenge der Karbonatkongkretionen (rote Rauten und Dreiecke) und der Calcretebänke, blaue Quadrate – Präsenz der Calcretes, hellblaue Dreiecke – Lakustrine Sedimente, Obere und Untere Evaporite nach HILGEN et al. (2007) und FAUQUETTE et al. (2006)

Die kalkulierten Niederschlagsmengen betragen für die Karbonatkongkretionen zwischen 202 und 719 mm; unter Einbeziehung der Karbonatbänke erweitert sich das Spektrum zu höheren Niederschlägen von 291 bis zu 779 mm. Unter Berücksichtigung der hohen Standardabweichung von 141 mm müssen die kalkulierten, absoluten Werte unter Vorbehalt betrachtet werden bzw. geben die Daten nur Tendenzen an. Die ermittelte Niederschlagskurve schwankt über das gesamte stratigraphische Intervall sehr stark, überschreitet aber nicht die Grenze zur Vollaridität (< 100 mm). Die Niederschlagsmenge variiert für die

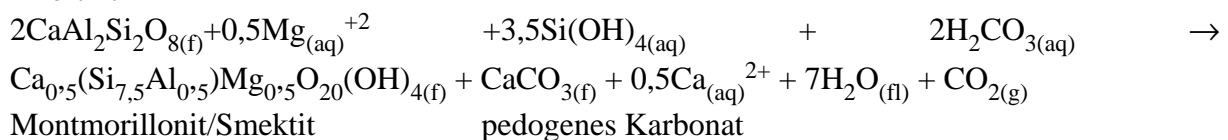
Karbonatkonkretionen um 545 ± 174 mm bzw. für alle Karbonathorizonte um 588 ± 155 mm. In dem Intervall 3c (6,2 und 5,5 Mio. a), in dem die meisten Calcretes auftreten, herrscht ein stetiger Wechsel zwischen trockenerem (< 600 mm) und feuchterem (> 600 mm) Klima.

Die von FAUQUETTE et al. (2006) angegebene Variation des Niederschlags beträgt vor dem Einsetzen der Messinischen Krise 1100 bis 1300 mm in der Schwarzmeer-Region und während der Messinischen Krise 650 bis 1300 mm, was auf eine Änderung zu trockeneren Bedingungen hinweist. Das von FAUQUETTE et al. (2006) ermittelte Spektrum stimmt nur teilweise mit den berechneten Daten überein, was an der abweichenden geographischen Position liegt. Gegenwärtig betragen die Niederschläge in der Schwarzmeer-Region > 2000 mm und in Kappadokien ca. 300 – 400 mm (HÜTTEROTH & HÖHFELD 2002). Kalkulierte Niederschlagsmengen für Zentralanatolien werden im Miozän um ca. 10% niedriger als der heutige jährliche Niederschlag angegeben (300 mm, CIESM 2008), was zu den nach RETALLACK ermittelten Daten im Widerspruch steht.

Tonmineralogie

Die Tonmineralogie zeigt keine signifikante Variation in dem bearbeitetem Zeitintervall. Aufgrund der Präsenz der Calcretes wird aber von einer arideren Phase innerhalb des Zeitintervalls ausgegangen. Die Calcretebildung wird meist mit einer gleichzeitigen Palygorskitbildung aber auch mit Smektit und Illit in Verbindung gebracht (RETALLACK 2001, WRIGHT & TUCKER 1991, WATTS 1980). Mit hohen Reifestadien der Calcretes (IV bis VI) werden Mg-reiche Tonminerale wie Palygorskit und Sepiolith assoziiert, bei geringeren Reifestadien ($< IV$) Mg-ärmere Tonminerale wie Smektit/Montmorillonit. Die maximale Anreicherung von Palygorskit wird kurz unterhalb bzw. oberhalb pedogener Karbonathorizonte beschrieben (YAALON & WIEDER 1976, MILLOT et al. 1977). Innerhalb eines Bodenprofils sinkt sein Gehalt im Bereich der intensivsten Karbonatisierung am stärksten ab (PAQUET 1983). Die Proben aus den Detailprofilen stammten meist kurz unter- bzw. oberhalb der Karbonathorizonte, so dass diese Bedingung erfüllt war. Palygorskit konnte trotzdem in der Tonmineralfraktion nicht nachgewiesen werden. Entweder ist er nicht gebildet worden, d.h. während der Feldspatverwitterung und Karbonatbildung wurde anstelle von Palygorskit Smektit unter Anwesenheit von Mg-reicher Lösung und Kieselsäure gebildet, wie es die folgende Reaktionsgleichung nach SPOSITO (1989) zeigt.

Anorthit



Eine weitere Erklärung könnte sein, dass Palygorskit instabil wurde. Die Stabilität des Palygorskits ist vom pH-Wert und der Si- und Mg-Aktivität abhängig (WEAVER & BECK 1977). In ariden bis semi-ariden Gebieten mit hoher Verdunstung herrschen pH-Werte von 9-11 vor, die die Stabilität von Palygorskit begünstigen. Bei Erhöhung des Niederschlags bzw. Senkung der Mg-Aktivität wandelt sich Palygorskit in Smektit um, was wiederum für die starke Präsenz des Smektit spricht.

Smektit und Kaolinit sind dominant im gesamten Zeitintervall vertreten und untergeordnet Illit. In Paragenese vorliegend sind diese Tonminerale keine eindeutigen Indikatoren, um eine paläoklimatische Aussage abzuleiten. Smektit ist indikativ für semi-arides Klima und Kaolinit für feuchteres Klima. Aufgrund der gegenwärtigen geographischen Lage ist der Region semi-arides Klima zuzuordnen. Zu den typischen Tonmineralen für Inceptisole zählen Illit, Smektit und Al-Chlorit (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002, USDA 1999). Bei Entisolen wird keine pedogene Tonmineralbildung angegeben. Die Einordnung zu den Inceptisolen anhand der Präsenz des Smektit und die Geländebeobachtungen stimmen überein. Für Kaolinit werden

meist feuchtere Klimate und tropische Böden wie Oxisole und Ultisole angegeben, was den Geländebeobachtungen widerspricht. Kaolinit ist in diesen Böden entweder durch zeitige in-situ-Verwitterung der Feldspäte und Glimmer entstanden (z.B. Biotit zu Hydrobiotit zu Kaolinit) oder ist detritischer Natur.

Saisonalität der Niederschläge

Die rote Farbe von Paläoböden gilt allgemein als Indiz für wechselfeucht-humides Klima als Folge der Hämatitbildung (ZECH & HINTERMAIER-EHRHARD 2002, SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002). Eine Rotfärbung der Paläoböden wurde nicht beobachtet, weshalb wechselfeucht-humides Klima auszuschließen ist. Eine Ausnahme bildet der Paläoboden im Liegenden des Kizilkaya Members, der rot gefärbt ist, wenn das Kizilkaya Member verschleißt ausgebildet ist. Dies wird auf thermische Überprägung durch die Platznahme des Ignimbrits zurückgeführt.

PASQUARÈ (1968) beschreibt zwei Member mit Paläoböden, das Hatlar Pınar Lentil und das Bayramhacı Member, die vorrangig im südlichen Bereich des Ürgüp Beckens aufgeschlossen sind. Er bezeichnet diese Böden als Laterite, womit er wahrscheinlich die leichte Rotfärbung dieser Böden assoziierte. Allein die rote Farbe ist kein Indiz für eine Lateritbildung. Er wies keine Bauxitminerale wie Gibbsit, Böhmit oder Diaspor oder Fe-Oxide wie Hämatit röntgendiffraktometrisch nach, welche dann vorliegen sollten (USDA 1999). Er identifizierte im Gegenteil Smektit (Montmorillonit), was mit den in dieser Arbeit untersuchten Böden übereinstimmt. Aus der Geländebeobachtung kann zumindest für das Bayramhacı Member diese Schlussfolgerung nicht nachvollzogen werden. Es handelt sich auch in diesem Falle um schwach entwickelte Böden wie Inceptisole, die sich stärker auf sandig-tonig fluviatilen Sequenzen gebildet haben.

Eine tiefgründige prä-vulkanische chemische Verwitterung mit starker Rotfärbung wurde an einem lokalen granitoiden Vorkommen (Grundgebirgsfenster) ca. 2 km nördlich der Ortschaft Ayvalı im Ayvalı Tal (N38° 34.066 E34° 52.604) beobachtet. Als Verwitterungsprodukte des metamorphen und ophiolithischen Grundgebirges treten häufig dunkelbraune Tone auf, z.B. unter dem Cemilköy Ignimbrit am Araplı Pass.

4.3 Vegetationsrelevante Aspekte

Die Ableitung paläoökologischer Aussagen aus $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnissen von Calcretes sollte zusätzlich durch die Bestimmung der Kohlenstoff-Isotopie der organischen Bodensubstanz gestützt werden (CERLING et al. 1989, DEOCAMPO 2010, BUDD et al. 2002,). In der Regel sollte die Isotopie der organischen Bodensubstanz mit der der Calcretes kovariieren um ca. 15 ‰ (CERLING et al. 1989). In den Paläoböden Kappadokiens wurde kein organischer Kohlenstoff nachgewiesen (Tab. A14), was typisch für Aridisole, d.h. gut durchlüftete Böden ist. Paläoökologische Aussagen können deshalb nur auf der Basis der Calcretes im Rahmen dieser Arbeit erfolgen.

Drei Faktoren werden als entscheidend für die Ableitung paläoökologische Aussagen aus der Kohlenstoff-Isotopie diskutiert:

Es sollte sich erstens um eine pedogene Bildung handeln, da nur in der vadosen Zone die Gasdiffusion der dominierende Mechanismus ist, durch die die Signatur der Wurzelatmung erfasst werden kann. Zweitens sollten bevorzugt Konkretionen verwendet werden (CERLING 1984, CERLING 1999), da mit zunehmendem Reifegrad der Calcretes die Bildung unter verschiedenen klimatischen Episoden infolge der langen Zeitspanne erfolgen kann und damit eventuell eine Änderung der ökologischen und klimatischer Bedingungen einhergeht.

Ein weiterer Aspekt, der diskutiert wird, ist die Überprägung der Calcretes durch Diagenese. Koexistierender Mikrit und Sparit in versenkten Karbonatnukleolen eozäner Sedimente aus Wyoming zeigte, dass $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse unverändert sind im Gegensatz zu $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnissen, die im Sparit um 4 – 8 ‰ angereichert waren (CERLING 1984). MORA & DRIESE (1999) stellten fest, dass die Diagenese die C-Isotopie nicht veränderte und führten dies darauf zurück, dass bei der Rekristallisation kein neuer Kohlenstoff hinzugeführt wird, um das Signal zu ändern bzw. dass Lösungen relativ wenig C enthalten. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse wären stärker beeinflusst durch die Umwandlung von Smektit zu Illit (MORA & DRIESE 1999). Pedogene Karbonate aus der Olduvai Gorge zeigten ebenfalls, dass diagenetische Effekte die Isotopie nur gering beeinflussten (CERLING 1984).

4.3.1 Test der Isotopendaten auf Abhängigkeiten

Der positive Trend über die gesamte Stratigraphie wurde ermittelt (Abb. 26), in dem von jedem ausgewählten Calcretehorizont die oberste Probe (> 40 cm) dargestellt wurde, um den atmosphärischen Eintrag ausschließen zu können (CERLING 1999). Es wurde zusätzlich getestet, ob sich dieser Trend im wesentlichen ändert, wenn eine tiefenabhängige Isotopie oder der Reifegrad oder das Mikrogefüge verwendet werden.

Für die tiefenabhängige Isotopie wurden dafür drei Intervalle festgelegt, Intervall 1: oberste Probe, Intervall 2: Mittelwert zwischen 0 bis 60 cm von der angenommenen Paläobodenoberfläche und das Intervall 3: > 60 cm von der angenommenen Paläobodenoberfläche.

Wenn eine tiefenabhängige Isotopie über die Stratigraphie aufgetragen wird, sind nicht alle Horizonte abgedeckt, aber der Trend zu positiveren Werten bleibt erhalten und die positivsten Werte werden im Intervall 3d bestätigt.

Aus der Kathodenlumineszenz ist bekannt, dass es sich bei der Mikrogefügegruppe 1 und 2 um nur eine Zementgeneration handelt und bei der Mikrogefügegruppe 3 um mehr als eine Zementgeneration. Nach CERLING (1984) und MORA & DRIESE (1999) haben unterschiedliche

Kristallgrößen in Calcretes nur geringen Einfluss auf die Kohlenstoff-Isotopie. Die vorliegenden Proben bieten die Möglichkeit, diese Aussage zu überprüfen.

Bei der Gruppierung der Proben in Gruppen unterschiedlicher Mikrogefüge zeigt sich, dass alle Proben mit Ausnahme derjenigen der Gefügegruppe 4 eine ähnliche Kohlenstoff-Isotopen-Charakteristik aufweisen (Tab. 18). In der Sauerstoff-Isotopen-Charakteristik weist die Gruppe 3 die positivsten $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse auf, während die anderen drei Gruppen in ihrer Variation fast übereinstimmen (Tab. 18).

Der stratigraphisch kontrollierte Trend mit positiveren Isotopenverhältnissen zum Hangenden der Bodenfolge bleibt durch diese Abweichungen unverändert bestehen.

Tab. 18 Variation der Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopie der Mikrogefüge 1 bis 4 (s.Kap. 3.4.4)

	Gruppe 1	Gruppe 2	Gruppe 3	Gruppe 4
$\delta^{13}\text{C}$ min (‰)	-5,84	-5,27	-5,55	-4,70
$\delta^{13}\text{C}$ max (‰)	+4,19	+4,95	+4,3	+0,76
$\delta^{18}\text{O}$ min (‰)	-10,58	-10,44	-10,34	-10,03
$\delta^{18}\text{O}$ max (‰)	-8,41	-8,60	-7,67	-8,51

Aus den Detailprofilen war bekannt, dass die stratifizierten und die nicht stratifizierten Horizonte eine Zunahme zu positiverer Kohlenstoff-Isotopie erzeugten. Aus diesem Grunde wurden auch die verschiedenen Reifestadien hinsichtlich der Stratigraphie überprüft. Desweiteren werden die meisten paläoökologischen Aussagen auf der Basis der Konkretionen getroffen (QUADE et al. 1989). Horizonte des Reifestadiums I (Mycele) und II (Konkretionen) sind nur im stratigraphischen Intervall 3a,b und c (beim letzten jedoch nicht im gesamten Intervall) vertreten; decken das Kohlenstoff-Isotopen-Spektrum von $-5,5$ ‰ bis $+2,5$ ‰ fast vollständig ab. Für eine Aussage hinsichtlich eines Wertetrends ist ihre Anzahl jedoch nicht ausreichend. Die Proben des Reifestadiums III (säulig-wabenartige Horizonte) decken das v.g. Spektrum vollständig ab und bestätigen den Trend zu positiveren $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnissen.

Beim Vergleich der Kohlenstoff-Isotopie der Proben aus den lakustrinen Sedimentfolgen mit derjenigen der Calcrete-Proben fällt auf, dass diese ebenfalls die positivsten $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse im Intervall 3d ($<5,5$ Mio. a) aufweisen. Lakustrine Sedimente des Intervalls 3d sind jedoch nur an einer Lokalität aufgeschlossen. Die jüngste Ablagerung ist eines der selten in der Stratigraphie vertretenen lakustrinen, fossilreichen Karbonate.

4.3.2 C3-C4-Vegetationswechsel

Anhand der Verschiebung der $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse von ca. -10 zu ca. 0 ‰ wird der Vegetationswechsel von C3-Pflanzen zu C4-Pflanzen in Pakistan, China und N-Amerika beschrieben (CERLING et al. 1993, CERLING 1999, DING & YANG 2000, QUADE & CERLING 1995, EHLERINGER et al. 2000). In Kappadokien beträgt die Variation der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte ca. 11 ‰, welche vergleichbar ist mit der Variation von 12 ‰ in Pakistan, im Gegensatz zu der geringen Variation in China (4 ‰) und in N-Amerika (6 ‰, QUADE et al. 1989, CERLING 1993, DING & YANG 2000, Abb. 33).

Der Unterschied zwischen Kappadokien und Pakistan besteht darin, dass in Kappadokien die niedrigsten $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse nur $-5,8$ ‰ betragen und somit schon relativ positiv sind. Diese Werte sind nicht typisch für Calcretes einer C3-dominierten Pflanzengesellschaft. Die

gesamte Variationsbreite der Proben aus Kappadokien spiegelt $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse von Pflanzenvergesellschaftungen mit C4-Beteiligung wider (CERLING 1991). Dies könnte darauf hinweisen, dass C4-Pflanzen bereits seit dem erstmaligen Auftreten der Calcretes im Intervall 3a (8,6 bis 8,42 Mio. a) existierten. CERLING et al. (1997) beschreibt die globale Ausdehnung der C4-Pflanzen infolge der Temperaturunterschiede von den niedrigen Breiten zu den höheren Breiten. In China (35° N) und N-Amerika ($>37^\circ\text{ N}$) wird die Ausbreitung der C4-Pflanzen als synchron und ca. 3 Mio. a später als für Pakistan ($32\text{--}33^\circ\text{ N}$) angegeben (QUADE et al. 1989, DING & YANG 2000).

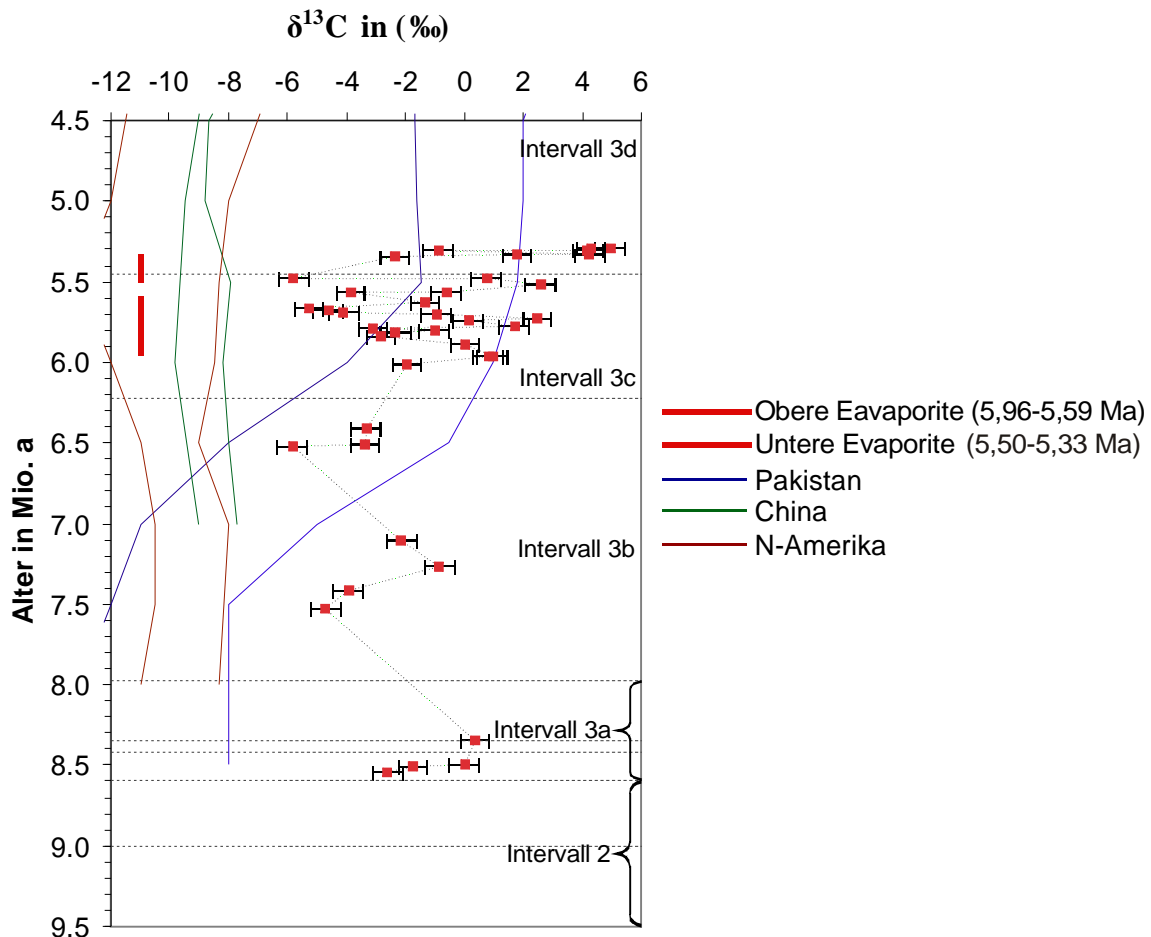


Abb. 33 Kohlenstoff-Isotopie der Calcretes aus Kappadokien über das stratigraphische Intervall 2 bis 3d, zum Vergleich die Spektren der Kohlenstoff-Isotopie mit der Verschiebung zu positiveren $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnissen, die den Vegetationswechsel in Pakistan, China und N-Amerika anzeigen (QUADE & CERLING 1995, DING & YANG 2000)

Aus den Untersuchungen der Diatomeen und Gras-Phytolithen wurden aber bereits in den ältesten entnommenen Proben des Intervalls 2a (9,9 – 9,0 Mio. a, Anhang Profile1) Phytolithe der C4-Gräser nachgewiesen (s. Kap. 3.4.2). Dies könnte darauf hinweisen, dass in Kappadokien C4-Pflanzen bereits zwischen 9,0 und 9,9 Mio. a erstmalig auftraten, d.h. dass seitdem eine Mischvegetation existierte und – wie auch der Positivtrend der Kohlenstoff-Isotopie der Calcretes belegt – der Anteil der C4-Gräser im Verlauf des oberen Miozäns zunahm. Der früheste isotopische Nachweis für C4-Gräser wird nach CERLING (1992) in Ostafrika mit 9,4 Mio. a im Baringo Becken (Ostafrika) angegeben. Ein kontinuierlicher Pollenrekord aus einer Bohrung aus dem Schwarzen Meer zeigt an, dass die dortige Waldvegetation bereits vor ca. 10 Mio. a zugunsten von Steppenvegetation abnahm (TRAVERSE 1982).

Nach CERLING (1991) bedeutet ein C-Isotopenwert von +3 ‰ eine Dominanz der C₄-Pflanzen. Die positivsten Werte in den jüngsten Calcretes (< 5,5 Mio. a) würden somit eine endgültige Dominanz der C₄-Pflanzen in Kappadokien anzeigen. Nach TRAVERSE (1982) ist seit dem Spätmiozän die Ausbreitung der Steppenvegetation anhand von Pollenuntersuchungen in Zentralasien und Sibirien bekannt. In der W-Türkei wurde vor 5 Mio. a ein Zustrom von *Artemisia* (Korbblütlern) und erste massive Vorkommen von Gräsern, zwei Hauptanzeiger für Steppenvegetation, beobachtet (Traverse 1982). Dieses Ereignis trifft mit dem Verschwinden vieler miozäner Holzgewächse zusammen (TRAVERSE 1982).

5 Schlussfolgerungen

Anhand der geochemischen Indikatoren kann nur eine geringe Verwitterung der Partikel in den Laharen, der dominanten Ausgangsmaterialien der Paläoböden, abgeleitet werden. Es handelt sich bei den Paläoböden vorrangig um Entisole, Inceptisole und Aridisole, die keine Hinweise auf wechselfeucht-humides Klima geben.

Die Calcretes können aufgrund ihrer makromorphologischen, petrographischen und mineralchemischen Ausbildung als primär vadose Bildungen eingestuft werden. Es ist daher zulässig ihre Kohlenstoff-Isotopen-Charakteristika im Hinblick auf die Vegetationsgeschichte im späten Miozän Kappadokiens zu interpretieren. Die Kohlenstoff-Isotopie der Calcretes zeigt mit $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnissen von $-5,8\text{‰}$ bereits im Zeitraum zwischen 8,6 und 8,42 Mio. a die Existenz von C4-Gräsern an. Die Anwesenheit chloridoider Gras-Phytolithe (C4-Gräser) in lakustrinen Sedimenten des Untersuchungsgebietes bestätigen die Präsenz bereits vor mehr als 9 Mio. a. Eine Dominanz der C4-Pflanzenvergesellschaftung wird anhand der Gras-Phytolithe und der positivsten Kohlenstoff-Isotopendaten von $\delta^{13}\text{C} +4,9\text{‰}$ bei ca. 5,5 Mio a erreicht.

Aus der Tiefenlage der Calcretes lassen sich nur ungenaue Angaben zur Niederschlagsmenge abschätzen. Unter Verwendung der Gleichung nach RETALLACK (2001) ergeben sich im Mittel Jahresniederschlagsmengen von ca. 550 mm. Dies steht im Widerspruch zu Modellierungen für das Miozän Anatoliens, die nur ca. 10 % gegenüber den heutigen jährlichen Niederschlagsmengen von 300-500 mm ergeben.

6 Zusammenfassung

Die Basis für die zeitliche Einordnung der paläoökologisch untersuchten Bodenprofile in der Ürgüp Formation der Zentralanatolischen Vulkanprovinz bildeten die Ignimbrite und Bimsfallablagerungen. Diese erlaubten infolge ihrer regional weiten Verbreitung (>10.000 km²) gute Korrelationen und dienten als alleinige Bezugsgröße. Eigene Geländebeobachtungen zeigten jedoch Widersprüche zur derzeit gültigen Vulkanostratigraphie, so dass einzelne stratigraphische Einheiten (z.B. Güzel Dere Member, Tahar Member) sowohl hinsichtlich ihrer petrographischen und geochemischen Ausbildung und Verbreitung neu beschrieben, als auch deren stratigraphische Position korrigiert werden musste (s. Kap. 3.1). Zusätzlich wurden zwei weitere Ignimbrit-Einheiten neu definiert.

Im Rahmen dieser Arbeit durchgeführte ⁴⁰Ar/³⁹Ar-Datierungen an 14 Proben ergeben im Schnitt ca. 1-2 Mio. a höhere Alter als die bislang vorliegenden K-Ar-Datierungen. Dadurch fällt das komplette Intervall der Ürgüp Formation in das Obermiozän.

Die aus der Geländeansprache gering entwickelten Paläoböden zeigten geochemisch keine auffälligen Veränderungen im Vergleich zu ihren Ausgangsgesteinen, den Laharen, Vulkaniklastika und Laven. Die petrographische und geochemische Zusammensetzung der Lahare zeigt, dass trotz der großvolumigen ultraplinianischen Ignimbritdecken das metamorphe Basement im Untersuchungsgebiet nie eine vollständige Abdeckung erfahren hatte.

Die durch PASQUARÈ (1968) als Laterite beschriebenen Paläoböden konnten weder in der Geländeansprache noch durch geochemische oder röntgendiffraktometrische Methoden nachgewiesen werden. Einzelne nicht kontinuierlich rotgefärbte Horizonte im Liegenden zweier ignimbritischer Member (Sarimaden Tepe und Kizilkaya Member) sind genetisch auf thermische Überprägung durch die überlagernden verschweißten Ignimbrite zurückzuführen.

Bei den Paläoböden handelt es sich ausschließlich um Entisole, Inceptisole und Aridisole. Entisole und Inceptisole sind unter allen Klimaten verbreitet, so dass sie ungeeignet erscheinen für paläoklimatische Aussagen.

Die geochemischen Indikatoren (s. Kap. 4.1) sollten Aussagen zur Ableitung der klimatischen Entwicklung unterstützen. Die niedrigen CIA-Werte (50-69) zeigen eine geringe Intensität der Verwitterung an (s. Kap. 4.1), die entweder typisch für kühle und/oder aride Bedingungen ist, oder aber eine regelmäßige Unterbrechung durch die beobachtete diskontinuierliche Laharsedimentation anzeigt. Der zweite Aspekt wird durch die Geländebeobachtung bestätigt und steht mit episodischen Starkregenereignissen im Zusammenhang.

Daraus resultierend eignen sich die geochemischen Indikatoren ausgewählter geochemischer Elementverhältnisse nach RETALLACK nicht, um paläoklimatisch bedingte pedogenetische Prozesse zu dokumentieren. Ebenso konnten keine signifikanten Variationen in der Tonmineralfraktion in den miozänen Paläoböden Kappadokiens röntgendiffraktometrisch nachgewiesen werden. Palygorskit, der als Indikator für arides Klima häufig mit Calcretes assoziiert ist, wurde röntgendiffraktometrisch nicht nachgewiesen.

Ziel der vorliegenden Arbeit war es zu prüfen, ob anhand der Kohlenstoff-Isotopie der Calcretes der C3-C4-Vegetationswechsel in Kappadokien nachgewiesen werden kann. Calcretes treten nur auf dem Nevşehir Plateau im Intervall zwischen 8,6 und < 5,5 Mio. a auf. Die Präsenz der Calcretes stellt eine aridere Phase innerhalb des Obermiozäns in Kappadokien dar. Die intensivste Calcretebildung tritt im Intervall zwischen 6,2 und <5,5

Mio. a auf, was unter Berücksichtigung des Fehlers aus der Ar-Ar-Altersdatierung mit der Messinischen Salinitätskrise korreliert.

Die entscheidende Voraussetzung für paläoökologische Ableitungen ist die Bildung der Calcretes in der vadosen Bodenzone, da nur in dieser die Bildung von der Gasdiffusion kontrolliert wird (CERLING 1999). Aus diesem Grunde wurden makromorphologische, petrographische und mineralchemische Kriterien genutzt, um einerseits die beobachteten Calcretes zu charakterisieren und andererseits ihre Bildungsbedingungen unter vadosen oder phreatischen Bedingungen einschätzen zu können.

Für vados sprechen die geringen Mächtigkeiten der Calcretes (< 3 m), die asymmetrischen Profilformen und die Ausbildung in den verschiedenen Reifestadien. Das dominant beobachtete α -Mikrogefüge bestätigt die Bildung in der vadosen Bodenzone. Typischer Zement in der vadosen Zone ist Calcit bzw. Mg-armer Calcit, der mittels mineralchemischer Untersuchungen nachgewiesen wurde.

Für phreatische Bildungen müssten poikilotopische Zemente oder Isopachenzemente, Dolomit als Zement und erhöhte Spurenelementgehalte in den Calcretes zu beobachten sein.

Im untersuchten Intervall (8,6 – $< 5,5$ Mio. a) treten Kohlenstoff-Isotopenverhältnisse von $-5,8$ bis $+4,9$ ‰ auf. Die negativen $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse weisen schon anteilig auf die Präsenz von C4-Gräsern ab 8,6 Mio. a hin. Die positivsten $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse wurden im Intervall $< 5,5$ Mio. a beobachtet, was auf eine Dominanz der C4-Gräser ab diesem Zeitpunkt verweist.

Die Präsenz der chloridoiden Gras-Phytolithe (C4-Gräser) in den lakustrinen Sedimenten bestätigt die Verbreitung der C4-Vegetation in Kappadokien bereits seit ca. 9 Mio. a. Die Dominanz der Gras-Phytolithe in den Seesedimenten ab ca. 5,5 Mio. a bestätigt die Ableitung aus der Kohlenstoff-Isotopie für die positivsten $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse.

Aus der Niederschlagsabschätzung nach RETALLACK ist keine genauere Aussage für das Obermiozän in Kappadokien abzuleiten.

Literatur

- ALEXANDRE, A., MEUNIER, J.-D., LEZINE, A.-M., VINCENS, A. und SCHWARTZ, D. (1997). Phytoliths: indicators of grassland dynamics during the Late Holocene in intertropical Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 136: 213-229.
- ALONSO-ZARZA, A.M. und WRIGHT, V.P. (2010). Calcretes. In: A.M. ALONSO-ZARZA und L.H. TANNER (Editoren), *Carbonates in continental settings. Developments in Sedimentology*. Elsevier, S. 225-267.
- ARAKEL, A.V. (1991). Evolution of Quaternary duricrusts in Karinga Creek drainage system, central Australian groundwater discharge zone. *Australian Journal of Earth Sciences*, 38: 334-347.
- AYDAR, E., GOURGAUD, A., DENIEL, C., LYBERIS, N. und GÜNDOĞDU, N. (1995). Le volcanisme quaternaire d'Anatolie centrale (Turquie) : association de magmatismes calco-alcalin et alcalin en domaine de convergence. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 32: 1058-1069.
- BARBONI, D., BONNEVILLE, R., ALEXANDRE, A. und MEUNIER, J.-D. (1999). Phytoliths as paleoenvironmental indicators, West side Middle Awash Valley, Ethiopia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 152: 87-100.
- BECKNER, J.R. und MOZLEY, P.S. (1998). Origin and spatial distribution of early vadose and phreatic calcite cements in the Zia Formation, Albuquerque Basin, New Mexico, USA. In: S. MORAD (Editor), *Carbonate cementation in sandstones*. Special Publication of the International Association of Sedimentologists, Oxford.
- BEEKMANN, P.H. (1966). The Pliocene and Quaternary volcanism in the Hasan Dağ - Melendiz Dağ region. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute Turkey*, 66: 90-105.
- BESANG, C., ECKARDT, F.J., HARRE, W., KREUZER, G. und MÜLLER, P. (1977). Radiometrische Altersbestimmungen an neogenen Eruptivgesteinen der Türkei. *Geologisches Jahrbuch*, 25: 3-36.
- BIRKELAND, P.W. (1999). *Soils and Geomorphology*. Oxford University Press, New York, 430 S.
- BLAKE, W.P. (1902). The caliche of southern Arizona: An example of deposition by the vadose circulation. *American Institute of Mining and Metallurgical Engineers Transactions*, 31: 220-226.
- BLUME, H.-P., FELIX-HENNINGSSEN, P., FISCHER, W.R., FREDE, H.-G., HORN, R. und STAHR, K. (1996). *Handbuch der Bodenkunde*, Loseblatt-Ausgabe. Ecomed, Landsberg.
- BREWER, R. (1964). *Fabric and mineral analysis of soils*. Wiley & Sons, New York, 470 S.
- BRONSTEIN, I.N., SEMENDJAJEW, K.A., MUSIOL, G. und MÜHLIG, H. (1999). *Taschenbuch der Mathematik*. Verlag Harri Deutsch, Frankfurt am Main, 1152 S.
- BROOK, G.A., FOLKOFF, M.A. und BOX, E.O. (1983). A world model of soil carbon dioxide. *Earth Surface Processes and Landforms*, 8: 79-88.
- BUCZYNSKI, C. und CHAFETZ, H.S. (2006). Siliciclastic grain breakage and displacement due to carbonate crystal growth: an example from the Lueders Formation (Permian) of north-central Texas, U.S.A. *Sedimentology*, 34: 837-843.
- CARLISLE, D. (1983). Concentration of Uranium and Vanadium in calcretes and gypcretes. In: R.C.L. WILSON (Editor), *Residual Deposits: Surface related weathering processes and materials*. Geological Society of London, Oxford, S. 185-195.
- CAUDILL, M.R., DRIESE, S.G. und MORA, C.I. (1997). Physical compaction of vertic paleosols: implications for burial diagenesis and palaeoprecipitation estimates. *Sedimentology*, 44: 673-685.

- CERLING, T.E. (1984). The stable isotope composition of modern soil carbonate and its relationship to climate. *Earth and Planetary Science Letters*, 71: 229-240.
- CERLING, T.E. (1991). Carbon dioxide in the atmosphere: Evidence from Cenozoic and Mesozoic Paleosols. *American Journal of Science*, 291: 377-400.
- CERLING, T.E. (1999). Stable carbon isotopes in palaeosol carbonates. In: M. THIRY und R. SIMON-COINÇON (Editoren), *Paleoweathering, Paleosurfaces and related continental deposits*. Special Publication of the International Association of Sedimentologists. Blackwell Science, S. 43-60.
- CERLING, T.E., MARRIS, J.M., MACFADDEN, B.J., LEAKEY, M.G., QUADE, J., ELSENMANN, V. und EHRLINGER, J.T. (1997). Global vegetation change through the Miocene/Pliocene boundary. *Nature*, 389: 153-158.
- CERLING, T.E., WANG, Y. und QUADE, J. (1993). Expansion of C₄ ecosystems as an indicator of global ecological change in the late Miocene. *Nature*, 361: 344-345.
- CIESM (2008). The Messinian Salinity Crisis from mega-deposits to microbiology - A consensus report. No 33 in *CIESM Workshop Monographs*, Monaco, 168 S.
- CLAUZON, G., SUC, J.-P., GAUTIER, F., BERGER, A. und LOUTRE, M.-F. (1996). Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: controversy resolved? *Geology*, 24(4): 363-366.
- COLOR COMMUNICATIONS, I. (1997). *Earth Colors (TM) A guide for soil & earthtone colors*. Color Communications, Inc., Chicago.
- DEINES, P. (1980). The isotopic composition of reduced organic carbon. In: P. FRITZ und J.C. FONTES (Editoren), *Handbook of environmental isotope geochemistry*, S. 329-406.
- DHONT, D., CHROROWIECZ, J., YÜRÜR, T., FROGER, J.-L., KÖSE, O. und GÜNDOĞDU, N. (1998). Emplacement of volcanic vents and geodynamics of Central Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85: 33-54.
- DING, Z.L. und YANG, S.L. (2000). C₃/C₄ vegetation evolution over the last 7.0 Myr in the Chinese Loess Plateau: evidence from pedogenic carbonate $\delta^{13}\text{C}$. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 160: 291-299.
- DIRIK, K. (2001). Neotectonic evolution of the northwestward arched segment of the Central Anatolian Fault Zone, Central Anatolia, Turkey. *Geodinamica Acta*, 14: 147-158.
- DIRIK, K. und GÖNCÜOĞLU, M.C. (1996). Neotectonic characteristics of central Anatolia. *International Geology Review*, 38: 807-817.
- DOGAN, A.U. (2003). Cappadocian Mesothelioma Villages. *Indoor and Built Environment*, 12: 367-375.
- DURAND, N., GUNNELL, Y., CURMI, P. und AHMAD, S.M. (2006). Pathways of calcrete development on weathered silicate rocks in Tamil Nadu, India: Mineralogy, chemistry and paleoenvironmental implications. *Sedimentary Geology*, 192: 1-18.
- EHRLINGER, J.R., BUCHMANN, N. und FLANAGAN, L.B. (2000). Carbon isotope ratios in belowground carbon cycle processes. *Ecological Applications*, 10(2): 412-422.
- EHRLINGER, J.R., SAGE, R.F., FLANAGAN, L.B. und PEARCY, R.W. (1991). Climate change and the evolution of C₄ photosynthesis. *Tree*, 6: 95-99.
- EKART, D.D., CERLING, T.E., MONTANEZ, I.P. und TABOR, N.J. (1999). A 400 Million year carbon isotope record of pedogenic carbonate: implications for paleoatmospheric carbon dioxide. *American Journal of Science*, 299: 805-827.
- ENGELMANN, R. (2002). *Tephrostratigraphische Neueinstufung des Valibaba Sofular Ignimbrits in Kappadokien/Zentraltürkei*. Diplomarbeit, Friedrich-Schiller-Universität, Jena, 72 S.
- ESWARAN, H., REICH, P.F., KIMBLE, J.M., BEINROTH, F.H., PADMANABHAN, E. und MONCHAROEN, P. (2000). Global Carbon Stocks. In: R. LAL, J.M. KIMBLE,

- H. ESWARAN und B.A. STEWART (Editoren), Global climate change and pedogenic carbonates. CRC Press, Boca Raton, S. 15-25.
- ESWARAN, H., VAN DEN BERGH, E., REICH, P. und KIMBLE, J. (1995). Global soil carbon resources. In: R. LAL, J.M. KIMBLE, E. LEVINE und B.A. STEWART (Editoren), Soils and Global change. CRC Lewis Publishers, Boca Raton, S. 27-44.
- FAUQUETTE, S., SUC, J.-P., BERTINI, A., POPESCU, S.-M., WARNY, S., BACHIRI TAOUFIQ, N., VILLA, M.-J.P., CHIKHI, H., FEDDI, N., SUBALLY, D., CLAUZON, G. und FERRIER, J. (2006). How much did climate force the Messinian salinity crisis? Quantified climatic conditions from pollen records in the Mediterranean region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 238: 281–301.
- FLUTEAU, F., RAMSTEIN, G. und BESSE, J. (1999). Simulating the evolution of the Asian and African monsoons during the past 30 Myr using an atmospheric general circulation model. *Journal of Geophysical Research*, 104: 11995-12018.
- FOLK, R.L. (1974). The natural history of crystalline calcium carbonate: effect of magnesium content and salinity. *Journal of Sedimentary Petrology*, 44: 40-53.
- FRIEDMAN, I., O'NEIL, J. und CEBULA, G. (1982). Two New Carbonate Stable Isotope Standards. *Geostandards Newsletter*, 6(1): 11-12.
- FROGER, J.-L., LÉNAT, J.-F., CHROWICZ, J., LE PENNEC, J.-L., BOURDIER, J.-L., KÖSE, O., ZIMITOGLU, O., GÜNDOĞDU, N.M. und GOURGAUD, A. (1998). Hidden calderas evidenced by multisource geophysical data; example of Cappadocian Calderas, Central Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 185: 99-128.
- GANSKOW, G. (2006). Die stratigraphische Einordnung des Sofular Ignimbrits in Kappadokien/Zentralanatolien (Türkei). Diplomarbeit, Friedrich-Schiller-Universität, Jena, 72 S.
- GAUPP, R., KÖTT, A. und WÖRNER, G. (1999). Palaeoclimatic implication of Mio-Pliocene sedimentation in high-altitude intra-arc Lauca Basin of northern Chile. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 151: 79-100.
- GHOSH, P. (1997). Geomorphology and palaeoclimatology of some Upper Cretaceous palaeosols in central India. *Sedimentary Geology*, 110: 25-49.
- GILE, L.H., PETERSON, F.F. und GROSSMAN, R.B. (1966). Morphological and genetic sequences of carbonate accumulation in desert soils. *Soil Science*, 101: 347-360.
- GOUDIE, A. (1972). The chemistry of world calcrete deposits. *Journal of Geology*, 80: 449-463.
- GOUDIE, A.S. (1983). Calcrete. In: A.S.P. GOUDIE, K. (Editor), Chemical sediments and geomorphology: precipitates and residua in the near-surface environment. Academic Press, London, S. 93 - 132.
- GRADSTEIN, F.M. und OGG, J.G. (2004). Geologic Time Scale 2004- why, how, and where next! *Lethaia*, 37: 175-181.
- GROßMANN, W. (1969). Grundzüge der Ausgleichsrechnung nach der Methode der kleinsten Quadrate nebst Anwendung in der Geodäsie. Springer Verlag, Berlin, 425 S.
- GRUBER, M. (2008). Petrographische und geochemische Analyse der Tahar-Einheit in Kappadokien / Zentralanatolien (Türkei). Diplomarbeit, Friedrich-Schiller-Universität, Jena, 74 S.
- GUISTETTO, R. und CHIARI, G. (2004). Crystal structure refinement of palygorskite from neutron powder diffraction. *European Journal of Mineralogy*, 16: 521-532.
- HARNOIS, L. (1988). The CIW index: a new Chemical Index of Weathering. *Sedimentary Geology*, 55: 319-322.
- HAYASHI, H., OTSUKA, R. und IMAI, N. (1969). Infrared study of sepiolite and palygorskite on heating. *The American Mineralogist*, 53: 1613-1624.

- HILGEN, F., KRIJGSMAN, W., LANGEREIS, C.G., LOURENS, L.J., SANTARELLI, A. und ZACHARIASSE, W.J. (1995). Extending the astronomical (polarity) time scale into the Miocene. *Earth and Planetary Science Letters*, 136: 495-510.
- HILGEN, F., KUIPER, K., KRIJGSMAN, W., SNEL, E. und VAN DER LAAN, E. (2007). Astronomical tuning as the basis for high resolution chronostratigraphy: the intricate history of the Messinian Salinity Crisis. *Stratigraphy*, 4(2/3): 231-238.
- HOEFS, J. (2004). *Stable Isotope Geochemistry*. Springer, Berlin, 244 S.
- HOLMGREN, G.G.S. (1967). A rapid citrate-dithionite extractable iron procedure. *Proc. Soil Sci. Soc. Am.*, 31: 210-211.
- HSÜ, K.J., RYAN, W.B.F. und CITA, M.B. (1973). Late Miocene Desiccation of the Mediterranean. *Nature*, 242: 240-244.
- HÜTTROTH, W.-D. und HÖHFELD, V. (2002). *Türkei. Wissenschaftliche Länderkunden*. Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt, 380 S.
- INNOCENTI, F., MAZZUOLI, R., PASQUARÈ, G., RADICATI DI BROZOIO, F. und VILLARI, L. (1975). The Neogene calc-alkaline volcanism of Central Anatolia: Geochronological data on Kayseri-Nigde area. *Geological Magazine*, 112: 349-360.
- IUSS WORKING GROUP, W. (2006). *World Reference Base for Soil Resources 2006*. World Soil Resources Report. 103, Food and Agriculture Organization (FAO), Rom.
- JUTRAS, P., UTTING, J. und MCLEOD, J. (2007). Link between long-lasting evaporitic basins and the development of thick massive phreatic calcrete hardpans in the Mississippian Windsor and Percé Groups of eastern Canada. *Sedimentary Geology*, 201: 75-92.
- KHADKIKAR, A.S., S, C.L. und R., R. (2000). The Character and Genesis of Calcrete in Late Quaternary Alluvial Deposits, Gujarat, Western India, and its Bearing on the Interpretation of Ancient Climates. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 162: 239-261.
- KLAPPA, C.F. (1980). Rhizoliths in terrestrial carbonates : classification, recognition, genesis and significance. *Sedimentology*, 27(6): 613-629.
- KOCH, P.L., ZACHOS, J.C. und DETTMAN, D.L. (1995). Stable isotopes stratigraphy and paleoclimatology of the Paleogene Bighorn Basin (Wyoming, USA). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 115: 61-89.
- KOCH, R. und ZINKERNAGEL, U. (1996). Zur Zementation in Kalksteinen. *Zentralblatt der Geologie und Paläontologie I* 1994, 11/12: 1353-1398.
- KOÇYIĞIT, A. (1991). Changing stress orientation in progressive intercontinental deformation as indicated by the Neotectonics of the Ankara region (NW Central Anatolia). *Bulletin of Turkish Association of Petroleum Geologists*, 31(1): 48-55.
- KOÇYIĞIT, A. und BEYHAN, A. (1998). A new intracontinental transcurrent structure: the Central Anatolian Fault Zone, Turkey. *Tectonophysics*, 284: 317-336.
- KÖTT, A., GAUPP, R. und WÖRNER, G. (1995). Miocene to recent history of the western Altiplano in northern Chile revealed by lacustrine sediments of the Lauca Basin (18°15'-18°40'S/69°30'-69°05'W). *Geologische Rundschau*, 84: 770-780.
- KRIJGSMAN, W., HILGEN, F.J., RAFFI, I., SIERRO, F.J. und WILSONK, D.S. (1999). Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Nature*, 400: 652-655.
- KRULL, E.S., SKJEMSTAD, J.O., BURROWS, W.H., BRAY, S.G., WYNN, J.G., BOL, R., SPOUNCER, L. und HARMS, B. (2005). Recent vegetation changes in central Queensland, Australia: Evidence from $\delta^{13}\text{C}$ and ^{14}C analyses of soil organic matter. *Geoderma*, 126: 241-259.
- KUPETZ, M. (2008). Erionit in vulkaniklastischen Sedimenten im Umfeld der Ortschaft Karain/Kappadokien. Bachelorarbeit, Friedrich-Schiller-Universität, Jena, 39 S.

- KÜRKÇÜOĞLU, B., SEN, E., AYDAR, E., GOURGAUD, A. und GÜNDOĞDU, N. (1998). Geochemical approach to magmatic evolution of Mt. Erciyes stratovolcano Central Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85: 473-494.
- LAL, R. (2002). Soil carbon dynamics in cropland and rangeland. *Environmental Pollution*, 116: 353-362.
- LAND, L.S. (1971). Phreatic versus meteoric diagenesis of limestones: evidence from a fossil water table in Bermuda. In: O.P. BRICKER (Editor), *Carbonate Cements*. Johns Hopkins University, S. 133-136.
- LE MAITRE, R.W. (Editor), 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell, Oxford, 193 S.
- LE PENNEC, J.-L., BOURDIER, J.-L., FROGER, J.-L., TEMEL, A., CAMUS, G. und GOURGAUD, A. (1994). Neogene ignimbrites of the Nevşehir plateau (central Turkey): stratigraphy, distribution and source constraints. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 63: 59-87.
- LE PENNEC, J.-L., TEMEL, A., FROGER, J.-L., SEN, S., GOURGAUD, A. und BOURDIER, J.-L. (2005). Stratigraphy and age of the Cappadocian ignimbrites, Turkey: reconciling field constraints with paleontologic, radiochronologic, geochemical and paleomagnetic data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 141: 45-64.
- LEPETIT, P., VIERECK-GOETTE, L. und GÜREL, A. (2007). Neogene Stratigraphy of the Nevşehir Plateau, Cappadocia, Turkey: Geological Background. *Field Guide to the Excursion on the Geology of the Nevşehir Plateau and the historical cultural site of the Göreme Open Air Museum., Symposium on the Geology of the Kapadokya Region*. University of Nigde, Nigde, 18 S.
- LORENZ, W. und GWOSDZ, W. (1999). Bewertungskriterien für Industriemineralien, Steine und Erden, Teil 3: Quarzrohstoffe. *Geologisches Jahrbuch*, 6(H): 79-99.
- LOURENS, L.J., ANTONARAKOU, A., HILGEN, F.J., VAN HOOFF, A.A.M., VERGNAUD GRAZZINI, C. und ZACHARIASSE, W.J. (1996). Evaluation of the Pliocene to early Pleistocene astronomical time scale. *Paleoceanography*, 11: 391-413.
- MACHEL, H.G. (1985). Cathodoluminescence in calcite and dolomite and its chemical interpretation. *Geoscience Canada*, 12: 139-147.
- MACHEL, H.G. (2000). Application of Cathodoluminescence to Carbonate Diagenesis. In: M. PAGEL, V. BARBIN, P. BLANC und D. OHNENSTETTER (Editoren), *Cathodoluminescence in Geosciences*. Springer, Berlin, Heidelberg, S. 271-301.
- MACHETTE, M.N. (1985). Calcic soils of the south-western United States. In: D.L. WEIDE (Editor), *Soils and Quaternary Geology of the Southwestern United States*. Geological Society of America Special Paper, S. 1-21.
- MACK, G.H. und COLE, D.R. (2005). Geochemical model of ^{18}O of pedogenic calcite versus latitude and its application to Cretaceous palaeoclimate. *Sedimentary Geology*, 174: 115-122.
- MACK, G.H., COLE, D.R. und TREVINO, L. (2000). The distribution and discrimination of shallow, authigenic carbonates in the Pliocene-Pleistocene Palomas Basin, southern Rio Grande Rift. *Bulletin of the Geological Society of America*, 112: 643-656.
- MACK, G.H. und JAMES, W.C. (1994). Paleoclimate and global distribution of paleosols. *Journal of Geology*, 102: 360-336.
- MACK, G.H., JAMES, W.C. und MONGER, H.C. (1993). Classification of paleosols. *Geological Society of America Bulletin*, 105: 129-136.
- MAGARITZ, M., KAUFMAN, A. und YAALON, D.H. (1981). Calcium carbonate nodules in soils: $^{13}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios and ^{14}C contents. *Geoderma*, 25(3-4): 157-172.
- MARBUT, C.F. (1935). *Atlas of American Agriculture. Part III. Soils of the United States*. USDA, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 98 S.

- MARION, G.M., SCHLESINGER, W.H. und FONTEYN, P.J. (1985). Caldep: a regional model for soil CaCO_3 (caliche) deposition in south western deserts. *Soil Science*, 139: 468-481.
- McCREA, J.M. (1950). On the Isotopic Chemistry of Carbonates and a Paleotemperature Scale. *The Journal of Chemical Physics*, 18(6): 849-857.
- MCDUGALL, I. und HARRISON, T.M. (1999). *Geochronology and Thermochemistry by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Method*. Oxford University Press, New York, 269 S.
- MCKENZIE, D.P. (1972). Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 30: 109-185.
- MEHRA, O.P. und JACKSON, M.L. (1960). Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. *Clays and Clay Minerals*, 7: 317-327.
- MEUNIER, A. (2005). *Clays*. Springer, Berlin, 472 S.
- MILLOT, G., NAHON, D., PAQUET, H., RUELLAN, A. und TARDY, Y. (1977). L'épigenèse calcaire des roches silicatées dans les encroûtements carbonatés en pays sub-aride, Anti-Atlas, Maroc. *Bulletin des Sciences Géologiques*, 30: 129-152.
- MOORE, C.H. (1989). *Carbonate Diagenesis and Porosity*. Elsevier, Amsterdam, 338 S.
- MOORE, D.M. und REYNOLDS, R.C. (1997). *X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*. Oxford University Press, Oxford, 373 S.
- MORA, C.I. und DRIESE, S.G. (1999). Paleoenvironment, paleoclimate and stable carbon isotopes of Paleozoic red-bed paleosols, Appalachian Basin, USA and Canada. In: M. THIRY und R. SIMON-COINÇON (Editoren), *Paleoweathering, paleosurfaces and related continental deposits*. Special Publication of the International Association of Sedimentologists. Blackwell Science, Oxford, S. 61-84.
- MORGAN, M.E., KINGSTON, J.D. und MARINO, B.D. (1994). Carbon isotopic evidence for the emergence of C4 plants in the Neogene from Pakistan and Kenya. *Nature*, 367: 162-165.
- MORSE, J., W. und MACKENZIE, F., T. (1990). *Geochemistry of sedimentary carbonates*. Developments in Sedimentology, 48. Elsevier, Amsterdam, 707 S.
- MUES-SCHUMACHER, U. und SCHUMACHER, R. (1996). Problems of stratigraphic correlation and new K-Ar data for ignimbrites from Cappadocia, Central Turkey. *International Geology Review*, 38: 737-746.
- MUES-SCHUMACHER, U., SCHUMACHER, R., VIERECK-GOETTE, L. und LEPETIT, P. (2004). Areal Distribution and Bulk Rock Density Variations of the Welded Incesu Ignimbrite, Central Anatolia, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13: 249-276.
- NASH, D.J. und SMITH, R.F. (2003). Properties and development of channel calcretes in a mountain catchment, Tabernas Basin, southeast Spain. *Geomorphology*, 50: 227-250.
- NESBITT, H.W. und YOUNG, G.M. (1982). Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299: 715-717.
- NETTERBERG, F. (1980). Geology of southern African calcretes. I. Terminology, description, macrofacies and classification. *Transactions of the Geological Society of South Africa*, 83: 255-283.
- PAGANI, M., FREEMAN, K.H. und ARTHUR, M.A. (1999). Late Miocene Atmospheric CO_2 concentrations and the expansion of C4 grasses. *Science*, 285: 876-879.
- PAQUET, H. (1983). Stability, instability and significance of attapulgitite in calcretes of Mediterranean and tropical areas with marked dry season. *Pétrologie des séquences naturelles*, 2: 131-140.
- PASQUARÈ, G. (1968). Geology of Cenozoic volcanic area of Central Anatolia, *Memorie. Accademia Nazionale Dei Lincei*, Roma, S. 55-204.
- PASQUARÈ, G., POLI, S., VENZOLLI, L. und ZANCHI, A. (1988). Continental arc volcanism and tectonic setting in Central Anatolia, Turkey. *Tectonophysics*, 146: 217-230.

- PETSCHICK, R. (2002). Röntgendiffraktometrie in der Sedimentologie. Schriftenreihe der deutschen geologischen Gesellschaft, 18: 99-118.
- PIMENTEL, N.L., WRIGHT, V.P. und AZEVDO, T.M. (1996). Distinguishing early groundwater alteration effects from pedogenesis in ancient alluvial basins: examples from the Paleogene of southern Portugal. *Sedimentary Geology*, 105: 1-10.
- PIPER, J.D.A., GÜRSOY, H. und TATAR, O. (2002). Paleomagnetism and magnetic properties of the Cappadocian ignimbrite succession, central Turkey and Neogene tectonics of the Anatolian collage. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 117: 237-262.
- POOLEY, F.D. (1979). Evaluation of fibre samples taken from the vicinity of two villages in Turkey. In: R. LEMEN und J.H. DEMENT (Editoren), *Dust and Disease*. Pathotox Publishers, Park Forest South, Illinois, S. 41-44.
- POST, J.E. und HEANEY, P.J. (2008). Synchrotron powder X-ray diffraction study of the structure and dehydration behavior of palygorskite. *American Mineralogist*, 93: 667-675.
- PREISINGER, A. (1959). X-ray study of the structure of sepiolite. *Clays and Clay Minerals*, 6: 61-67.
- PRESCHER, C. (2009). Bestimmung der Mineralogie der Tonfraktion ausgewählter Paläoböden Kapadokiens mittels Röntgendiffraktometrie. Studienarbeit, Friedrich-Schiller-Universität, Jena, 9 S.
- QUADE, J. und CERLING, T.E. (1995). Expansion of C₄ grasses in the Late Miocene of Northern Pakistan: evidence from stable isotopes in paleosols. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 115: 91-116.
- QUADE, J., CERLING, T.E., und BOWMAN, J.R. (1998). Development of Asian monsoon revealed by marked ecological shift during the latest Miocene in northern Pakistan. *Nature*, 42: 163-166.
- QUAST, A., HOEFS, J. und PAUL, J. (2006). Pedogenic carbonates as a proxy for paleo-CO₂ in the Paleozoic atmosphere. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 242(1-2): 110 - 125.
- REILINGER, R.E., MCCLUSKY, S.C., ORAL, M.B., KING, R.W., TOKSÖZ, M.N., BARKA, A.A., KINIK, O. und SANLI, O. (1997). Global positional system measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone. *Journal of Geophysical Research*, 102(B5): 9983-9999.
- RETALLACK, G.J. (1988). Field recognition of paleosols. In: J. REINHARDT und W.R. SIGLEO (Editoren), *Paleosols and weathering through geologic time: Principles and applications*. Geological Society of America Special Paper, S. 1-20.
- RETALLACK, G.J. (1991). *Miocene paleosols and ape habitats of Pakistan and Kenya*. Oxford University Press, Oxford, 346 S.
- RETALLACK, G.J. (1997). *A colour guide to paleosols*. John Wiley & Sons, 175 S.
- RETALLACK, G.J. (2001). *Soils of the past: an introduction to paleopedology*. Blackwell Science Ltd., London, 520 S.
- RICHTER, D.K. und ZINKERNAGEL, U. (1981). Zur Anwendung der Kathodolumineszenz in der Karbonatpetrographie. *Geologische Rundschau*, 70: 1276-1302.
- ROY, P.D., CABALLEROA, M., LOZANOC, R. und SMYKATZ-KLOSS, W. (2008). Geochemistry of late quaternary sediments from Tecocomulco lake, central Mexico: Implication to chemical weathering and provenance. *Chemie der Erde*, 68: 383-393.
- ROYER, D.L. (2000). Depth to pedogenic carbonate horizon as a paleoprecipitation indicator: comment and reply. *Geology*, 28: 572-573.
- RUHE, R.V. (1956). Geomorphic surfaces and the nature of soils. *Soil Science*, 82: 441-445.
- SALOMONS, W. und MOOK, W.G. (1986). Isotope geochemistry of carbonates in the weathering zone. In: FRITZ und FONTES (Editoren), *Handbook of environmental isotope geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, S. 239-269.

- SCHEFFER, F. und SCHACHTSCHABEL, P. (2002). Lehrbuch der Bodenkunde. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, 593 S.
- SCHISCHWANI, E. (1974). Mineralbestand, chemische und petrographische Zusammensetzung ignimbritischer Gesteine zwischen Aksaray und Kayseri (Zentralanatolien, Türkei). Dissertation, Universität Freiburg, 115 S.
- SCHUMACHER, R., MUES, U. und KOBERSKI, U. (1992). Petrographical and geochemical aspects and K/Ar-dating of ignimbrites in Cappadocia, Turkey, 6. Kongress der Geologischen Gesellschaft, Athen.
- SCHUMACHER, R. und MUES-SCHUMACHER, U. (1996). The Kizilkaya ignimbrite - an unusual low-aspect-ratio ignimbrite from Cappadocia, central Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 70: 107-121.
- SCHUMACHER, R. und MUES-SCHUMACHER, U. (1997). The pre-ignimbrite (phreato) plinian and phreato-magmatic phases of the Akdag-Zelve ignimbrite eruption in Central Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 78: 139-153.
- SCHWARTZMAN, D.W. und VOLK, T. (1991). Biotic enhancement of weathering and surface temperatures on earth since the origin of life. *Global and Planetary Change*, 4: 357-371.
- SCHWARZ, T. (2001). Paläoböden als Klimazeugen. In: M. HUCH, G. WARNECKE und K. GERMANN (Editoren), *Klimazeugnisse der Erdgeschichte. Perspektiven für die Zukunft*. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, S. 151-174.
- SCHWERTMANN, U. (1959). Die fraktionierte Extraktion der freien Eisenoxyde im Boden, ihre mineralogischen Formen und ihre Entstehungsweisen. *Zeitschrift für Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde*, 84: 194-204.
- SEN, E., KÜRKÇÜOĞLU, B., AYDAR, E., GOURGAUD, A. und VINCENT, P.M. (2003). Volcanological evolution of Mount Erciyes stratovolcano and origin of the Valibaba Tepe ignimbrite (Central Anatolia, Turkey). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 125: 225-246.
- SEN, S., SEYITOĞLU, G., KARADENİZLİ, L., KAZANCI, N., VAROL, B. und ARAZ, H. (1998). Mammalian biochronology of Neogene deposits and its correlation with the lithostratigraphy in the Çankiri-Çorum Basin, Central Anatolia, Turkey. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 91: 307-320.
- ŞENGÖR, A.M.C. und YILMAZ, Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75: 181-241.
- SHELDON, N.D. und RETALLACK, G.J. (2001). A universal equation for compaction due to burial. *Geology*, 29(3): 247-250.
- SICKENBERG, O. (1975). Die Beziehungen der anatolischen Säugetierfaunen des Neogens zu jenen des Balkans und der ägäischen Inseln. *Geologisches Jahrbuch*, 15(B): 101-107.
- SINGH, B.P. und LEE, Y.I. (2007). Atmospheric pCO₂ and climate during late Eocene (36 ± 5 Ma) on the Indian subcontinent. *Current Science*, 92(4): 518-523.
- SPOSITO, G. (1989). *The chemistry of soils*. Oxford University Press, Oxford, 277 S.
- SPÖTL, C. und VENNEMANN, T.W. (2003). Continuous-flow isotope ratio mass spectrometric analysis of carbonate minerals. *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, 17: 1004-1006.
- STAMATAKISA, M.G. und KOUKOUZAS, N.K. (2001). The occurrence of phosphate minerals in lacustrine clayey diatomite deposits, Thessaly, Central Greece. *Sedimentary Geology*, 139: 33-47.
- STANLEY, S., M. (2001). *Historische Geologie*. Spektrum, Heidelberg, 710 S.
- STOKES, M., NASH, D.J. und HARVEY, A.M. (2007). Calcrete 'fossilisation' of alluvial fans in SE Spain: The roles of groundwater, pedogenic processes and fan dynamics in calcrete development. *Geomorphology*, 85: 63-84.

- STOOPS, G. (2003). Guidelines for Analysis and description of soil and regolith thin sections. Soil Science Society of America, 184 S.
- SUITS, N., DENNING, A.S. und BERRY, J.A. (2005). Simulation of carbon isotope discrimination of the terrestrial biosphere. *Global Biogeochemical Cycles*, 19: 1017.
- TALMA, A.S. und NETTERBERG, F. (1983). Stable isotope abundances in calcretes. In: R.C.L. WILSON (Editor), *Residual Deposits: Surface related weathering processes and materials*. Geological Society of London, S. 221-233.
- TEMEL, A. (1992). Kapadokya eksplosif volkanizmasının: petrolojik ve jeokimyasal özellikleri. Dissertation, Hacettepe Üniversitesi, Ankara, 209 S.
- TEMEL, A., GÜNDOĞDU, M.N. und GOURGARD, A. (1998a). Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calc-alkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85: 327-354.
- TEMEL, A., GÜNDOĞDU, M.N., GOURGAUD, A. und LE PENNEC, J.-L. (1998b). Ignimbrites of Cappadocia (Central Anatolia, Turkey): petrology and geochemistry. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85: 447-471.
- TOPRAK, V. (1998). Vent distribution and its relation to regional tectonics, Cappadocian Volcanics, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85: 55-67.
- TOPRAK, V. und GÖNCÜOĞLU, M.C. (1993). Tectonic control on the development of the Neogene-Quaternary Central-Anatolian volcanic province, Turkey. *Geological Journal*, 28: 357-369.
- TOPRAK, V., KELLER, J. und SCHUMACHER, R. (1994). Excursion Guide - Volcano-tectonic features of the Cappadocian volcanic province, International Volcanological Congress. IAVCEI-94 Ankara Special Publications, Ankara, S. 58.
- TRAVERSE, A. (1988). Plant evolution dances to a different beat. Plant and animal evolutionary mechanisms compared. *Historical Biology*, 1: 277-301.
- TUCKER, M. (1996). *Methoden der Sedimentologie*. Enke Verlag, Stuttgart, 366 S.
- TUCKER, M.E. und WRIGHT, V.P. (1990). *Carbonate Sedimentology*. Blackwell, Oxford, 482 S.
- TWISS, P.C. (1992). Predicted world distribution of C₃ and C₄ grass phytoliths. In: G.J. RAPP und S.C. MULHOLLAND (Editoren), *Phytolith Systematics: Emerging Issues*. Plenum Press, New York, S. 113-128.
- UNITED STATES DEPARTMENT OF AGRICULTURE, S.C.S. (Editor), 1999. *Soil Taxonomy: A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys*. Soil Survey Staff, Washington, 870 S.
- VELDE, B. (1992). *Introduction to clay minerals*. Chapman & Hall, London, 198 S.
- VIERECK-GOETTE, L. und GUREL, A. (2002). Die obermiozänen bis mittelplozänen Paläoböden Kappadokiens, Zentralanatolien, Schriftenreihe der Deutschen Geologischen Gesellschaft, S. 340-341.
- VIERECK-GOETTE, L., LEPETIT, P., SCHUMACHER, R., MUES-SCHUMACHER, U. und ABRATIS, M. (2010). Revised volcanostratigraphy of the Upper Miocene to Lower Pliocene Ürgüp Formation, Central Anatolian Volcanic Province, Turkey. *GSA Special Publication*, 464: 85-112.
- WARD, W.C. (1975). Petrology and diagenesis of carbonate eolianites of northeastern Yucatan Peninsula, Mexico. *AAPG Studies in Geology*, 2: 500-571.
- WATTS, N.L. (1991). Quaternary pedogenic calcretes from the Kalahari (southern Africa): mineralogy, genesis and diagenesis. In: V.P. WRIGHT und M.E. TUCKER (Editoren), *Calcretes*. Blackwell Scientific Publications, S. 69-91.
- WEAVER, C.E. und BECK, K.C. (1977). Miocene of the S.E. United States: a model for chemical sedimentation in a peri-marine environment. *Sedimentary Geology*, 17: 1-234.

- WIEDER, M. und YAALON, D.H. (1982). Micromorphological Fabrics and developmental Stages of carbonate nodular forms related to soil characteristics. *Geoderma*, 28: 203-220.
- WRIGHT, V.P. (2007). Calcrete. In: D.J. NASH und S.J. MCLAREN (Editoren), *Geochemical sediments and landscapes*. Blackwell Publishing, S. 10-45.
- WRIGHT, V.P. und TUCKER, M.E. (1991). Calcretes: An Introduction. In: V.P. WRIGHT und M.E. TUCKER (Editoren), *Calcretes*. Blackwell Scientific Publications, S. 1-21.
- YAALON, D.H. und WIEDER, M. (1976). Pedogenic palygorskite in some arid brown (calciorthid) soils in Israel. *Clay Minerals*, 11: 73-80.
- YILMAZ, Y. (1990). Comparison of young volcanic associations of western and eastern Anatolia formed under a compressional regime: a review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44: 69-77.
- ZACHOS, J., PAGANI, M., SLOAN, L., THOMAS, E. und BILLUPS, K. (2001). Trends, Rythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. *Science*, 292: 686-693.
- ZECH, W. und HINTERMAIER-ERHARD, G. (2002). *Böden der Welt. Ein Bildatlas*. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg-Berlin, 120 S.

Anhang

Anhang Tafeln - Verzeichnis

Anhang Altersdatierung

Anhang Tabellen - Verzeichnis

Anhang Profile - Verzeichnis